

Metamorphose Tektonik des Moldanubikums  
in der nördlichen Oberpfalz

Anton F o r s t e r







METAMORPHOSE UND TEKTONIK  
DES MOLDANUBIKUMS  
IN DER NÖRDLICHEN OBERPFALZ

Inaugural-Dissertation  
zur  
Erlangung der Doktorwürde  
der  
Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der  
Ludwig-Maximilians-Universität  
zu München



vorgelegt  
von  
Anton FORSTER  
aus  
Eslarn/Obpf.

---

April 1957



Berichterstatter: 1. Prof.Dr.G.FISCHER

2. Prof.Dr.-Ing.A.MAUCHER

Tag der mündlichen Prüfung: 5.Juli 1957.



## A u s z u g

### Vorwort

Grundlage dieser Arbeit ist eine geologisch-petrographische Kartierung der Meßtischblätter 1:25 000 Blatt Vohenstrauß, Moosbach, Frankenreuth und Eslarn in der nördlichen Oberpfalz. Dieses Gebiet enthält eine Fülle von gut aufgeschlossenen Vorkommen der hier behandelten Gesteine, wie sie kaum mehr in einem anderen Teil des bayerischen Moldanubikums auf solch engem Raum anzutreffen ist. Das erwähnte Kartierungsgebiet erstreckt sich ausserdem über Gesteinsserien verschiedener Metamorphosegrade und verschiedener tektonischer Prägungen. Es erscheint also geradezu bestimmt dafür, einen Überblick über sämtliche Erscheinungsbilder dieser metamorphen Orthogesteine zu geben.

Zusätzlich wurden vom Verfasser noch mehrere Aufschlüsse der behandelten Gesteine im übrigen Moldanubikum ausserhalb des kartierten Gebietes besichtigt, wie die im nördlichsten Bereich auf Blatt Neustadt/NW und Flossenbürg, die südlich des Kartierungsgebietes auf den Blättern Tannesberg, Oberviechtach, Tiefenbach und Neunburg, weiterhin die grösseren und bekannten Vorkommen bei Waldmünchen und die im südlichsten Bereich des Moldanubikums in der Migmatit-Zone (W. SCHREYER, 1957) von Vilshofen und Sandbach an der Donau.

Bei all diesen Vorkommen wurden die gleichen Grundzüge dieser Gesteine deutlich. Allein die mehr oder weniger starke Metamorphose und örtlich verschiedenartige Tektonik in den einzelnen Bereichen schuf einige Abweichungen gegenüber den weit verbreiteten Haupttypen dieser Gesteine. Als Bezugssystem für den verschiedenen Metamorphosegrad der einzelnen Abarten liessen sich dabei jeweils die Paragesteine der unmittelbaren Nähe heranziehen, denen ja die behandelten Gesteine konkordant eingeschaltet sind. Da die Metamorphose und Tektonik dieser also in engem Zusammenhang mit der des Nebengesteins, der Paragneise, stehen, lässt es sich nicht umgehen, in der Arbeit auch diese kurz zu umreißen.



## Einleitung und Forschungsüberblick

Zu der Gruppe der behandelten Gesteine sind 3 Gesteinstypen zu stellen, die in ihrer Genese sowohl zeitlich wie räumlich sehr eng aneinander geknüpft sind. Fast keines dieser 3 Gesteine tritt völlig allein für sich auf und nur ein gering verschiedener Mineralbestand, ein abweichendes Gefüge und die Altersacheile in ihrer Entstehung unterscheidet sie voneinander.

Es sind die Orthogneise, die Granat-Meta-Aplit und Turnalin-Meta-Aplit, Bisher wurden all diese Gesteine neben vielen anderen wegen ihrer äusserlichen Ähnlichkeit mit den Granuliten Sachsens und Finnlands ebenfalls zu den "Granuliten" gestellt. Sie lagen aber trotzdem vielfach im Widerstreit der Meinungen, vor allem da sich die verschiedensten Autoren nicht über die Definition des Wortes "Granulit" klar waren. Eine endgültige Klarheit über diese Gesteine wurde, wie der Rückblick auf bisherigen Arbeiten zeigt, noch nicht erreicht.

Von C.W.GUMBEL (1854) wurden die behandelten Gesteine als echte "Granulite" bezeichnet. Seitdem erschienen hierüber mehrere Arbeiten, deren Endergebnisse verschiedene Genesen vertraten.

C.W.GUMBEL ging in seinen Untersuchungen von dem auch hier behandelten Raum der nördlichen Oberpfalz aus und erwähnt in erster Linie jene "Granulit-Vorkommen", die identisch mit den von mir bearbeiteten Orthogneisen und Granat- und Turnalin-Meta-Apliten sind. Von seinen Beobachtungen werden zwar viele von mir bestätigt, eine Vergleichbarkeit mit den Granuliten des "Sächsischen Granulit-Gebirges", konnte von mir jedoch nicht festgestellt werden.- Zeitlich gleichlaufend bezeichnet auch F.HOHNSTETTER diese Gesteine auf der böhmischen Seite des Oberpfälzer- und Böhmerwaldes als echte Granulite.

E.DATHE (1882) erwähnt den "Granat-Granulit" von Rödenbach bei Mähring als typischen Vertreter, setzt diesem die Vorkommen von Bodenmais, Waldmünchen, Arnstein, Tannesberg, Ragenwies, Vohls-  
trauss und Spielhof (die letzten 4 liegen in seinem Gebiet) gleich und vergleicht sie mit den wirklich echten Granuliten Finnlands und denen von Kasden und Klösterle an der Eger. Er kommt



zu der Auffassung, dass die hiesigen sogenannten "Granulite" den echten nicht völlig gleichzusetzen, sondern als Zwischenglieder zwischen Granulit und Gneis aufzufassen sind.

F.E.SUESS (1900) stellt heraus; dass die hier erwähnten Gesteine keinesfalls mit den "Granuliten" Sachsens in Einklang zu bringen sind. Das Fehlen der typischen Erstarrungsstruktur einerseits und die weitgehende Formungsgleichheit mit den Para-Gneisen lässt sie ihn mehr diesen zuordnen, obwohl er eine Genese aus älteren Magmen in Erwägung zieht.

K.A.REDLICH (1900) bestreitet ebenfalls die Identität dieser Gesteine mit den Granuliten Sachsens und stellt sie direkt zu den Para-Gneisen als linsenförmige Ablagerungen. Er bezeichnet sie lediglich als Biotit-ärmere Para-Gneis-Einlagerungen und lehnt eine Ableitung von Eruptiven völlig ab, da auch F.E.SUESS keinerlei eindeutige Beweise dafür erbringen konnte.

P.DORN (1938) ordnet schliesslich die "Granulite" als granit-aplitische Lagergänge in die varistische Intrusionsfolge ein.

So stehen sich bereits hier die extremsten Meinungen über die Natur dieser gleichen geologischen Körper gegenüber.

Von weiteren Arbeiten über derartige "Granulite" sind noch die von M.WEBER (1910/18), WEINSCHENK und U.GRUBENMANN (1910) zu erwähnen. Auf die ersten davon komme ich später noch zurück.

L.LIMEROCK (1923) beschreibt ein von den bisherigen abweichendes "Granulit"-Vorkommen. Es ist das "Granulit-Massiv" bei Melk an der Donau. Hier tritt nun eine weitere Verwirrung in der Definition der bisher genannten "Granulite" auf. Er beschreibt ein Gestein aus einem sehr hochmetamorphen Niveau, jedoch magmatischer Herkunft. - Apophysen ins Nebengestein, diskordante Injektionsadern, teilweise Feldspat-Augen-Bildung entlang von Schichtflügen des Nebengesteins, das vollständige Fehlen von primären Muskovititen und Pegmatiten und der Mangel an Pneumatolysen führt ihn zur Deutung, dieses Gestein sei das Endprodukt eines  $H_2O$ - und gasarmen Magmas der Charnokit-Reihe.

Ausserdem scheinen daneben noch Mischprodukte eine wesentliche Rolle zu spielen, wie die Anreicherung von Tonerde-Mineralien in



Bändern und basische Einlagerungen zeigen, wobei die Resorptionsfähigkeit teils sehr stark werden kann.

Eine postmagmatische Metamorphose wird dabei völlig verneint.

Auch ohne Berücksichtigung der echten Granulite Sachsens, mit denen die sogenannten "Granulite" meines Kartierungsgebietes nur teilweise in ihrem Gefüge etwas Gemeinsames haben, gehen also auch die Meinungen allein schon über den Begriff "Granulit" bereits sehr auseinander. Um eine klare Stellung dieser "Granulite" meines Kartierungsbereiches gegenüber den echten Granuliten herauszuschälen und die Namensgebung bzw. Umbenennung dieser Gesteine zu rechtfertigen, wird es auch nötig, die Definition "Granulit" nach den grundlegenden Arbeiten von LEPSIUS, SCHEUMANN und SANDER festzuhalten:

Nach LEPSIUS ist der Granulit ein ursprüngliches Erstarrungsgestein, das in die Schiefer eindrang und diese in weitgehendem Maße einschmolz. Es gingen dabei  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in den Bestand des Magmas über, während basischere Gesteine eruptiver oder sedimentärer Entstehung mehr oder weniger aufgeschmolzen und vielfach durch tektonische Bewegungen zu Lagen und dünnen Linsen ausgezogen wurden. SCHEUMANN bestätigt diese Definition in seinen neueren Feststellungen über den in erheblichen Beträgen hybriden Charakter der Granulite und die Ausschlierungen ihrer basischen Einlagerungen. B. SANDER stellt in den sächsischen Granuliten besonders heraus, dass es sich dort in erster Linie um "S" geplättete Tektonite handelt. Diese leiten sich weder von einer schiefen Pressung, noch von einer Verfaltung ab. Das Gefüge ist sehr feinkörnig und weist nur vereinzelt grössere Körner auf. Sowohl die grossen in "S" langgestreckten, als auch die kleinsten nicht in geringsten formgeregelten Körnchen ordnen sich an die allgemeine kristallographische Orientierung an. Bei der Auswertung der gefügekundlichen Vermessungen ergibt sich im SCHMIDT'schen Netz dabei ein typisches Plättungs-"S".

Diese Definition würde also scheinbar zum Teil noch auf die von LIMBROCK bearbeiteten "Granulite" im Waldviertel zutreffen, obwohl ich selbst hier, wie später noch gezeigt wird, gewisse Bedenken anmelden möchte. Alle übrigen vorne genannten Vorkommen



jedoch möchte ich den echten Granuliten als Orthogneise und Granat-Turmalin-Meta-Aplite gegenüberstellen.

Da neben den Orthogneisen auch noch reine Granat- als auch reine Turmalin-führende Meta-Aplite vorkommen und diese letzteren sich auch wieder zumindest makroskopisch voneinander unterscheiden, sollen auch diese diesbezüglich gesondert behandelt werden. Unter dem Mikroskop ergeben sich aber ziemlich gleiche Erscheinungen.

## I. Das Nebengestein (die Paragneise)

Gleichsam als Grundmasse, in die die einzelnen Linsen und Züge der metamorphen Orthogneise eingeschaltet sind, dienen die wol-däbubischen meso- bis katazonalen Paragneise. Diese Gneise leiten sich von einer quarzigt-tonige Sedimentschicht des Algonkiums bis Prä-algonkiums her. Durch eine assyntische Orogenese mit NE gerichteter Tektonik wurde ihnen der heutige tektonische Formungsplan aufgeprägt, nachdem allen Anschein nach bereits vorher eine alte NW-Tektonik vorgelegen hatte (A.FORSTER, 1957).

Wie aus dem tektonischen Deckblatt hervorgeht, besitzen die Scherflächen ein umlaufendes Streichen mit sehr steilen Einfallen. Sie stellen eine geschlossene nach NE streichende Falten-schlinge dar, deren Kern in Raum von Ötzenhausen liegt, und spiegeln die einheitliche Scherung der Schieferungsflächen um eine ihnen gemeinsame ca.  $70^\circ$  NE tauchende Faltenachse wieder.

Als jüngstes tektonisches Element tritt im NW des Kartierungs-gebietes noch eine Scherung der "S"-Flächen um eine flachliegen-de NE-Achse auf, die die NE-tauchende Faltenachse nach NW aufhebt. Diese Tektonik verfließt nach N hin (G.FISCHER, 1957) all-mählich mit der Tektonik des Saxothuringikums und ist der vari-stischen Orogenese zuordenbar.

Die an die assyntische Orogenese gebundene para- bis posttekto-nische Metamorphose reicht bis in die variszische Zone der kato-zonalen Paragneise. Entspricht der NE-tauchenden Faltenachse erreichen wir nach 5 bzw. 10 km hin im groben und feinen Bereich zunehmend tieferes Metamorphosestockwerk.

Im Norden die Biotit-gneise und Fichtelberg-Gneise bilden



noch die meiste Ähnlichkeit mit Glimmerschiefern der Molasse. Nach Süden hin tritt als Hauptbestandteil Cordierit hinzu, und es entwickeln sich die im Molassebecken weitverbreiteten katazonalen Cordierit-Sillimanit-Gneise. Weiterhin nach S fortschreitend treten schliesslich magmatische und anatektische Gneise, die Biotit-(Cordierit)-Feldspatgneise und Kristallgranit-Gneise auf. Es zeigt sich also eine ähnliche Abfolge vom höheren zum tieferen tektonischen Niveau, wie sie G. FISCHER im Kharaschen Gebirge festgestellt hat.

Nachdem auch die Intrusionsepoche der metamorphen Orthogesteine festgelegt werden soll, ist es auch von Vorteil, sich Vorstellungen über den Werdegang des Nebengesteins zu verschaffen. Nach G. FISCHER (1957) dürften interne Kleinfaltungen von Sillimanitströmen (Pseudomorphosen nach Glimmern) in Cordierit und Phyroblasten von Granat, Disthen, Andalusit, Staurolith und Sphenglimmern noch Relikte eines Granatphyllit- bzw. Zweiglimmerstadiums darstellen. - In Gefolge der assyrischen, NE-Achsen prägenden Hauptfaltung erfolgte eine starke Durchwärmung. Die ursprünglichen Zweiglimmer- und Disthen-Flasern wurden durch Sillimanit und Biotit und anschliessend, wie auch die alten Plagioklase, z.T. von Cordierit und Mikroklin wieder verdrängt. Hauptsächlich in den Zonen stärkerer Durchwärmung und zeitlich gegen das Ende der jüngsten tektonischen Bewegungen hin griff eine starke Anatektik mit magmatischen Schmelzen das bestehende Gestein wieder an, und es wurden selbst die Cordierite durch eine jüngere Plagioklas- und Mikroklingeneration verdrängt. Die Mobilisation und Rekristallisation überdauerte jedoch zweifellos die tektonischen Bewegungen der assyrischen Orogenese.

Eine noch jüngere Umformung erlitten die schon erwähnten Gneise im NW des Kartierungsgebietes, die sich weiterhin bis zum Nordrand des ganzen Molassebeckens erstrecken. Hier sind die Gneise verblüht und kata- bis mesozonal metamorphes Gestein. Dieser erneuter tektonischer Durchbewegung während der variszischen Orogenese zu meso- bis epizonalen straffgeformten Gesteinen verblühten worden. Diese Metamorphose schuf in diesem Gebiet noch zusätzliche Mineralgenetationen von hauptsächlich Biotit, Silli-



erit, Plagioklas und in geringem Maße auch Cordierit und eine  
neue verhältnismässig scharfe tektonische Faltung mit Kinetik-  
tonik.

Analogen Umformungen wurden daher auch die an geschichteten Silika-  
nubischen Metamorphiten Orthogesteine unterworfen.

## 12 Die Orthogneise

### a) Makroskopische Beschreibung

Dieses Gestein ist hellbraun bis gelblichweiss und erscheint nur an  
einigen Stellen, die etwas Biotit-reicher sind, etwas dunkleren,  
mehr hellgrauen Ton. Der Bruch nach "S" ist sehr glatt, was oft  
neben den Biotit- noch grosse Sillimanit-Tafeln auf den S-Flächen  
bezeugen. Der Bruch senkrecht zu "S" zeigt ein feinkörnig körniges  
Konglomerat. Gegen mechanische Verwitterung scheinen sie nicht be-  
sonders widerstandsfähig zu sein, weil man sie mehr als feines  
Grus in Sandgruben antrifft. Diese Gneise nehmen keine allzu  
grossen (vor allem in ihrer Mächtigkeit-Einwirkung) Räume ein  
es handelt sich durchwegs um wenig breite, jedoch sehr lange oval-  
gestreckte Linien. Wir finden sie über das ganze Untersuchungs-  
gebiet verbreitet, Häufungsstellen im Kartierungsgebiet finden sich im  
Osten von Bogen, Mosenbach und bei Eslarn. Es sind hier vor allem  
die Aufschlüsse östlich Rosstränk, an der Xantenmühle, auf dem  
Schlossberg, südlich Eslarn, im Bereich des neuangelegten Juden-  
baches, oberhalb des Lohracher Baches, die den Vorgesetzten der Karte  
und die südlich von Eslarn zu erschauen. Es sind letztere vor  
ein inniger Verband der Orthogneise mit den Granat-Meta-Apliten  
ausgeprägt. Die Orthogneise bilden dabei oft die Hauptpartien der  
letzten, werden jedoch auch als einzelne Biotit-reiche Partien,  
die mit ihren "S" in "S" der Meta-Apliten liegen, eingestreut. In  
einer Sandgrube östlich 667, südlich von Selbasse, wird uns der  
eindeutige Beweis für die Orthogneise dieser Gneise gegeben.  
Hier stehen sie, wie Abbildung 1 zeigt, mit den Meta-Apliten in  
unmittelbarem Kontakt. Einzelne Schollen dieser schichtenförmigen Pro-  
tactnah im Orthogneis und erhalten zusammen mit diesen die all-  
gemeine "S"-Flächen-Struktur aufgeprägt.



Die linsigen Schollen werden dabei stark vergrünelt und straff in "S" eingedreht. Weiterhin zeigt der Aufschluss eine Ausbildung dichter Biotit-Tapeten entlang den Kontaktflächen des Orthogneises und den östlich an dieses anschliessenden Granat-Meta-Split. Es kommen auch die Kontakterscheinungen zu der letzten hier deutlich zum Vorschein. Auch zu diesen werden dieselben dichten Biotit-Tapeten innerhalb des Gneiskontaktes ausgebildet. Innerhalb des Granat-Meta-Splits regeln auch hier die Quarz-Längsachsen genau so wie die Biotit-Basis-Flächen in den Orthogneisen (wie später noch gezeigt wird) kontakt- und "S"-parallel ein. Es erhellt also hieraus eindeutig eine Intrusion dieser Orthogesteine mit anschliessender Verschmälerung mit den Gneisen. Bei der Durchbewegung können einmal ganz straff geformte "S"-Tektonite mit Biotit, Silimanit und kleinsten Granat-Körnchen auf den "S"-Flächen entstehen. Dieser Typ gleicht in vielem dann schon den "Granuliten" Biegenfelds aus dem Schwarzwald und denen von Kilsterle und Kaaden an der Eger. Neben diesen "S"-Tektoniten treten jedoch auch noch kombinierte "S"- und "E"-Tektonite mit teilsweisen Biotit-Scherflächen auf.

Wie aus den Aufschlüssen am Jägerweg hervorgeht, ergeben die petrographischen Hauptdaten genau den gleichen "S"-Flächenbau und dieselben "E"-Achsen-Maxima, wie an den übrigen Gneisen. Sie beweisen somit die gleichzeitige gegenläufige Verformung dieser Orthogesteine in der NE-Achsen-prägenden Orogenese. Eine intensivere Verfallung kleinerer, tiefer Einschaltungen in den Paragneisen zeigt die Abbildung 2, die einen grossen Gesteinsblock nördlich von Oedbraunetsrieth von Blatt Moosbach darstellt. Hier kommt in gewissem Maße auch der Gesetz der E-Achsen-Maxima zum Vorschein. Das weite Vordringen der Biotite in die Ausknickungen zum Faltenkern dieser kompetenten Gebilde zeugt auch von der weitaus grösseren Teilbeweglichkeit der Paragesteine während der Durchbewegung. Die intensive Verfallung, die äusserst gute Einregelung der Biotite und die Bandlage-Bildung bei der Durchbewegung zeugen aber auch noch eine gewisse Mobilität dieser Körper während der Durchbewegung voraus. Es lässt also den Schluss zu, dass in dieser Phase diese Orthogesteine noch nicht völlig erstarrte und er-



starre Einschlusungen in den Paragneisen waren. Die letzteren dürften sehr wahrscheinlich aufgrund ihrer guten Verformbarkeit zu dieser Zeit ein Glimmerschiefer Stadium noch nicht überschritten haben.

Eine andere, bereits überprüfte Variante dieser Orthogneise zeigt sich in den Aufschmelzungsstufen, wie wir sie bei den "Kriestallgrenit"-Gneisen G. VOLLs (1955) und bei denen von Schöner (A. FORSTER, 1957) vorfinden.

Es findet hier eine weitgehende Auflockerung des Biotit-"S"-Fleckchen-Gefüges statt, wobei es anfänglich zur Verdrängung von Biotit durch Kalifeldspat und Plagioklas kommt. Dabei spielen, ähnlich wie bei den Cordierit-Flecken-Aploden (G. VOLL, 1955), die Klüfte durch das alte "S" durchgreifende Scherzonen eine nicht abzusetzende Rolle. Von hier aus greift die Aluminisierung im "S" vor und es entstehen ähnliche Bilder, wie in den Cordierit-Flecken-Aploden.

Es besteht hier der Unterschied, dass nicht Cordierit-, sondern Biotit-Flecken gebildet werden. Diese werden aber wieder durch Pennine zersetzt. Könnte man diese Gebilde nicht bis in unveränderte Partien seiner Orthogneise fortverfolgen, so würde man sie als weitere Variante als Cordierit-Flecken-Aplode, die aus Feldspatit hervorgehen, einstufen (G. VOLL, 1955). Diese Übergänge verdeutlichen sogar schon dann, die Meta-Aplode, die von Cordierit-Flecken herzuleiten bzw. sie gleichzuschalten (s. E. DATHE; "Granulit" bei Tannesberg).

Die mikroskopische Untersuchung und das bisher Gesagte ergeben jedoch eindeutig die bereits erwähnte Bedeutung dieses Gesteinstyps. Ist auch bei Sandbach an der Donau in der Migmatitzone (W. SCHREYER, 1952) vertreten, so stellen sich hier die Verhältnisse anders dar. Hier tritt Biotit als Hauptbestandteil der Metakonglomerate auf, die aus einem Gneis (Gneis) bestehen. Die Gneise sind orthogneisartig (hier hat es die orthogneisartige Metakonglomerate) und bestehen aus einem Gneis (Gneis) und einem Metakonglomerat. Die Metakonglomerate sind durch ihre Wiederaufschmelzung als orthogneisartige Eruptiv. Die fluiden Bestandteile, die hier fehlen, scheinen, wie im Mierbach-Tal, durch die Mobilisation abdiffundiert zu sein.



Ähnliche Gesteine wurden den Mauthausner-Weizsgräniten schon 1936 geordnet oder als Gföhler-Gneise beschrieben (H. V. GRABER, 1936). Im Endergebnis weichen jedoch diese beiden Formen etwas von den hiesigen Orthogneisen ab.

## b) Mikroskopische Beschreibung

So sehr sich diese Gesteine makroskopisch untereinander oft unterscheiden, im mikroskopischen Bild ergeben sich letzter Endes doch viele gleiche Erscheinungsbilder, wie sie die Hauptmasse der Orthogneise im hiesigen Kartierungsraum zeigt.

Das Gefüge zeigt eindeutig "S"- und "B"-Tektonite. Die flüchtige und subtile Regelung ist in Form des flächig geregelten Biotit-Sillimanit-Teilgefüges ausgedrückt. Es tritt dabei eine extrem schiefrige Komponente in lang ausgezogenen Biotit-Scheiten und Sillimanit-Strähnen auf, die in Schnitten // "S" die grossflächigen Biotit-Tapeten und Sillimanit-Flatschen stellen. Neben dieser scharfen "S"-Formung treten jedoch auch mannigfaltige Faltenbilder von Biotit und Sillimanit-Strähnen in enger Verflechtung auf. Eingebettet zwischen diesem schlierigen Teilgefüge liegt der hypidiomorphe körnige, helle Homogen-Bereich mit Quarzfeldspat-Verwachsungen. (Tab.1, s.S.11).

Der Mikroklin liegt auch hier wieder in seltenen stark zwillingsgitterten kleineren Individuen (s. Abb.3) und in grösseren lappigen Körnern vor.

Wegen der geringen und seltenen Anwesenheit der ersten lästet sich eine genaue Altersstellung zum anderen und zu älteren Plagioklasen und Quarzen kaum feststellen. Es scheint sich jedoch eher um Relikte eines älteren zu handeln. Die grosse Masse der Mikroklase liegt in lappigen, grossen Körnern mit einer nur geringen Abgrenzung von Hypidiomorphie vor. Die Korngrenzen gegen Plagioklasen und Quarze sind dabei konkav-konvex. Eine Zwillingsgitterung tritt bei diesen kaum, und dort, wo sie leicht sichtbar wird, nur ganz verwaschen auf. Reichhaltiger und viel intensiver als bei den Paragneisen ist jedoch die Spindel- und Bandperthit-Bildung. Diese zeigt sich mit Vorliebe nach (001) und der Marchisenit-Spaltbarkeit.



Tabelle 1

Mineralbestand und Korngrößen:

| Mineralbestand                                              | prozentuale Beteiligung | Gemischte Korngrösse | Streuungsbereich     | Bemerkungen                       |
|-------------------------------------------------------------|-------------------------|----------------------|----------------------|-----------------------------------|
| Mikroklin                                                   | 37,2                    | 0,15 mm              | 0,08-0,8 mm          |                                   |
| Quarz                                                       | 33,5                    | 0,2                  | 0,1 -1,2             |                                   |
| Plagioklasen Plg <sub>1</sub> 7,2<br>Plg <sub>2</sub> 11,6) | 18,6                    | 0,12<br>0,2          | 0,01-1,1<br>0,01-2,0 | 12 % An.<br>8 % An.               |
| Biotit                                                      | 6,2                     | 0,5x0,1              | 0,2 -1,2             | mittel-<br>blasse-<br>gelbbraun   |
| Muskovit )                                                  |                         |                      |                      |                                   |
| Sillimanit )                                                | 4,1                     | 0,06                 | 0,01-1,1             |                                   |
| Andalusit )                                                 |                         | 0,05                 | 0,2 -0,9             |                                   |
| Grenat )                                                    |                         | 0,05                 | 0,2 -0,8             | im Hand-<br>stück noch<br>grösser |
| Erz )                                                       | 6,4                     | 0,02                 |                      | als Nadel-<br>chen in<br>Biotit   |
| Pyrit )                                                     |                         |                      |                      |                                   |
| Pennin )                                                    |                         | 0,7                  |                      |                                   |
| Zirkon )                                                    |                         | 0,1                  |                      |                                   |
| Apatit )                                                    |                         |                      |                      |                                   |

Es tritt neben der üblichen geraden Ausbildung dieser Spindel-  
perthit-Körner noch eine zweite hinzu. Diese verläuft quer zu der  
erstgenannten Richtung und bildet, wie Abbildung 4 zeigt, verwa-  
schene, elliptische, gestrichelte Streifen. Diese werden von den  
Spindel-Körnern der ersten Art umschlossen und schei-  
nen also älter zu sein. Es darf aber hier trotzdem kein Alters-  
verhältnis festgestellt werden, wie es auf den ersten Blick oft  
geschieht. Die Abbildung 5 zeigt eine Spindel-Perthit-  
mit einem Mikroklin-Perthit hier umgekehrt zu sehen. Diese sind  
von Spindel-Perthiten zu sehen. Diese sind gleichorientiert mit den Spindel-Perthiten in  
Bild rechts und stellen noch konzentrische Gebilde dar.

Die Ausgangspunkte dieser Körner von den Korngrößen 0,1 bis 0,8  
Quadrat aus, und wie man auch in Abbildung 5 sehen kann, dass  
diese Perthite doch vielfach von den Spindel-Perthiten um-  
schlossen, lässt auf ein jüngeres Alter dieser Körner schließen.



Sie werden Gennach von den Spindel-Perthiten, wie es scheint, nicht durchsetzt, sondern sie setzen von dessen Längstrichter das Mikroklin an.

Die grosse räumliche Platznahme der Farnet in Abbildung 2 läßt sie auch kaum mehr als Entmischungen des Kalifeldspats darstellen, da der Alkali-Haushalt des Kalifeldspats die seiner "M" aufweisen kann. Es kommt demnach in diesen Perthit-Farnen nur eine Verdrängung des Kalifeldspats durch Albit in Frage. Nachdem diese auch meist  $\pm$  senkrecht zu "S" auftreten, dürfte dabei eine postkristalline Druck- und Zerrbeanspruchung eine Rolle spielen.

Die Tatsache, dass sie durchwegs gleichorientiert mit den Spindel-Perthit-Schnüren sind, zeigt, dass sie ihr Kristallgitter im Aufbau an das der letzten anknüpfen.

Wo Mikroklin gegen stark zerlappte, meist ältere Plagioklasse aufsteht, reißt er in diesen schmale saure Säune und Myrmekit-Quadrat hervor. Wo Mikrokline zusammenstossen, finden wir meistens oft Albit-Neubildungen. Diese ordnen sich vorherrschend und mit Verläufe an Korngrenzen, die quer zu "S" verlaufen, in schmalen Streifen entlang der Mikroklin-Grenzen an. Die Mikrokline in den Farnen sind nämlich kleine stark korrodierte Albit-Kristalle, Plagioklasse<sub>1</sub> und 2 und isomorphe Quarz- $\pm$ 1 einkristalline Quarz-Tropfen.

Die Plagioklasse liegen in mehreren Generationen vor.

Der Plagioklas<sub>1</sub> mit 12 % An. bildet selten hypidiomorphe, meist stark lappig begrenzte Alt-Individuen aus. Sie zeigen einen sehr starken Farnzerfall und viele neigen zur Verzwillingung. Ihre Verzwillingung erfolgt sowohl nach dem Albit- als auch Perthit-Gesetz. Beide treten als Durchkreuzungswillings in einem Korn zugleich auf. An den Grenzen zum jüngeren Mikroklin bilden sich (s. Abb. 3) in diesen Plagioklassen schmale, saure Säune (CHAYES, 1952) und echte Myrmekite im Sinne CHAYES (1948), wie sie nur auch W. SCHMAYER (1957) als "Myrmekit" als letzten verzweigen sich wie immer gegen das Mikroklin an. A. KÖNIGSBERGER (1912) erklärte diese "granophyre in Myrmekit-senen Verwachsungen" in ähnlichen Gesteinen als durch die Al-



schung von halberstarrten und verschieden temperierten Massen entstanden. Die tektonischen Bewegungen müßten erst ihm bis zur völligen Erstarrung des Magmas angehäuft haben. Während sich die sauren Säume auch um die Plagioklas<sub>2</sub>-Generation finden, treten allein hier noch größer entwickelte, myrmekitähnliche Bildungen hervor. Diese weisen (s. Abb. 6 und 7) keinerlei Abhängigkeit mehr von den Korngrenzen zum Mikroklin auf, obwohl sie in vielen Fällen von diesem haltseitig oder ganz umschlossen sind. In einigen Fällen wird dabei deutlich, dass diese Quarzwürmer nicht selten mechanischen Fugen, Knickstellen, sowie Zwillings- und Spaltflächen folgen. Es handelt sich dabei um vielfach verbogene und gewundene Individuen. Diese Quarzwürmer werden bei der Plagioklas<sub>1</sub>-Verdrängung durch Mikroklin von diesem eindeutig mit übernommen. Sie treten hier wie bei den Biotit-Plagioklas-Gneisen allein in den Alt-Plagioklasen auf, deren Genese wir para-, wenn nicht prätektonisch einstufen können. Nur bei den Diaphthoritgneisen finden wir sie in den von der variszischen Orogenese noch einmal erfassten, um eine Generation jüngeren Plagioklasen. - Somit dürfte der Schluss begründet sein, dass diese großen Quarzwürmer andere Bildungen als die echten "Myrmekite" sind. Neben den üblichen Mineral-Umbildungs-Bedingungen steht also eine postkristalline Durchbewegung und somit Fugenbildung in den Plagioklasen die Grundlage für die Ausbildung dieser, von Myrmekit-artigen Erzen intrag dar. Da sie von Hornfarnzen und mechanischen Fugen ausgehen, möchte ich sie als erste Verdrängung des Alt-Plagioklasen deuten, wobei die SiO<sub>2</sub>-Anreicherung evtl. Hand in Hand mit der örtlichen Mikroklin-Blastese, im Gebiet der Diaphthorose evtl. auch mit der Muskovit-Bildung, steht. Nebenbei bemerkt derartige Quarzwürmer von Plagioklas<sub>2</sub>, die an eocristalline Plagioklas<sub>1</sub> (siehe später) weitgehend aufsetzen, mit übernommen wurden, ist also mit Sicherheit auch anzunehmen, dass die endgültige Bildung dieser Quarzwürmer erst in der Phase der Mikroklin-Blastese, anschließend in die der Plagioklas<sub>2</sub> erfolgt. Es ist also derjenige Plagioklas, der die Durchbewegung zumindest in deren Endphase noch erlebt hat und somit mechanisch mit beansprucht wurde.



Der Plagioklas<sub>2</sub> weist 7 % An. auf und tritt so meist viel kleineren Körnern als Plagioklas<sub>1</sub> auf. Seine Kornformen sind idiomorph bis hypodiomorph, zeigen längst nicht diese starke Zerklüftung wie der Plagioklas<sub>1</sub> und keinerlei mechanische Fugen. Diese Plagioklasse sind allein nach dem Albitgesetz verzwillingt, wobei die Lamellen sehr enggestellte Abstände aufweisen. Auch diese Plagioklasse werden weitgehend von Mikroclin aufgezehrt, wobei sich Mikroclin-Säume zwischen die Plagioklas-Ruinen mit noch gleicher Orientierung legen. Es zeigen sich dabei schmale saure Ränder gegen den sie einschliessenden oder an sie grenzenden Mikrocline und auch echte Myrmekite.

In erster Linie verdrängt diese Plagioklas-Generation den Microclin, der in langgestreckten Scheiten das "S" des Gesteins bildet. Wie Abbildung 8 zeigt, wird er dabei oft von idiomorphen Plagioklas-Porphyrblasten umwachsen. Ähnliche hypidiomorphe Körner breiten sich auch vom Rand her gegen grosse Alt-Plagioklas hin aus. Ähnlich älter als diese Plagioklasse sind die grossen an "S" geformten Quarzkörner und Plattenquarze. Auf den Rissen dieser stellen sich breite Säume lappig begrenzter, doch weithin einheitlich orientierter Plagioklasse an. Auch hier ist die Zwillingglasseilierung deutlich. Es bilden sich auch gegen die hierher vordringenden noch schmalere Mikroclin-Filme saurere Ränder aus.

Dieser Plagioklas<sub>2</sub> ist nach all seinen Erscheinungsformen zeitlich ident mit dem Plagioklas<sub>2</sub> der Paragneise. Der saurere Charakter gegenüber jenem hat zweifellos seine Ursache darin, dass der allgemeine Chemismus dieser ursprünglichen Ergptive schon weit saurer als der der Paragneise war.

Eine dritte Plagioklas-Generation weist Albite mit 2 % An. auf. Sie tritt in einseitiger Orientierung oft Mikrocline an und legen sich mit Vorliebe zwischen Mikroclin & Mikroclin. Nicht selten zeigen sie die gleiche Orientierung wie die Horn- und Spindel-Perthite innerhalb des Mikroclins. Die WZ-Flächen stehen dabei senkrecht zur Längsachse der Spindeln. Dort, wo die Mikrocline noch tektonisch leicht beansprucht sind, tritt diese auch in einer flächenweise stärkeren Ausbildung der Zwillinglamellen in den jungen Albit-Säumen hervor. Auch auf den Kor-



grenzen von Plagioklas<sub>1</sub> und Plagioklas<sub>2</sub>. Sie nicht an Mikroklino-  
stossen, ebenfalls als Zwischfüllungen, können kleinere Granu-  
late dieser Albit. ... verdrängend an Quarz, Plagio-  
klas<sub>1</sub>, Plagiokla<sub>2</sub> und Mikroklin auftreten.

Diese Plagioklas-Generation erreicht im Norden im Gebiet der  
Diaphthoritzone ihre umfangreichste Beteiligung.

Quarz liegt in Altindividuen als stark kataklatisch beanspruch-  
ter und trotz intensivster Kornzerkleinerung noch in relativ gros-  
sen, mehr oder weniger in "S" gelängten Körnern vor. Diese weisen  
eine sehr kräftige Zerkleinerung und sehr starke unidirektionale Abscö-  
schung auf. Zu gut ausgebildeten Plattenquarzen, wie wir sie späte-  
ter finden, kommt es hier allerdings noch nicht. Seine Kornformen  
gleichen hier eher denen des Mikroklins. Seine Korngrenzen sind  
sehr unregelmässig konkav-konvex lappig. Der Quarz schliesst we-  
ben kleinen Zirkon-Körnchen und Apatit-Säulchen kann ein weiteres  
Mineral ein, wird jedoch bereits von Plagioklas<sub>1</sub> und Mikroklin  
in Form hypidiomorpher Kleider, gedrungener Säulchen und  
Tropfenquarze eingeschlossen.

Jüngerer Quarz tritt einmal in Form der groben Quarzstängel und  
als Myrmekit-Quarz in Plagioklas auf. Ausserdem findet er sich  
auf den Intergranularen und den Korngrenzen der älteren und jün-  
geren Feldspäte mit Ausnahme der Plagioklas<sub>2</sub>-Generation in klei-  
neren rekristallisierten Quarzkörnchen und Granulaten.

Der Biotit zeigt einen Pleochroismus von mittelbraun-gelbbraun/  
blass-gelbbraun. Er ist fleckig streifig und weitgehend laminar  
gebleicht. Manchmal finden sich um die einzelnen Schieferungs-  
Rinden von gebleichtem Biotit. Seine Körner sind ziemlich einfach  
durch die Basis und durch leicht zerlappte Grenzflächen abge-  
grenzt. Vergesellschaftet ist er mit Sillimanit-Blä-  
scheln und Granat. Wo er zusammen mit den letzteren vorkommt, fin-  
den sich in erster Linie Rester, die deutlich Pseudomorphosen  
nach Granat darstellen. Biotit ist ausserdem weitgehend gut gere-  
gelt und im allgemeinen nicht verbogen. Ausnahmen bilden die Vor-  
kommen in Nähe der Diaphthoritzone. Tritt er zusammen mit späte-  
ren Sillimanit-Strähnen auf, so ist er, wie schon erwähnt, in  
diese eingebettet und liegt häufig im Zentrum dieser mit Ool // a



der Sillimanit-Nadeln. Teilweise wird er von diesen auch an den Enden ausgefranst oder von den Sillimanit-Strahlen quer zu seiner Basis durchschnitten. Er ist also älter als die Sillimanit-Strahlen, die para- bis posttektonisch sind. Nachdem fast keinerlei Verbiegungen auftreten, ist also auch er para- bis posttektonisch entstanden. Verdrängt wird er zuerst von Sillimanit-Strahlen, in denen oft noch feinste gleichorientierte Teilindividuen zu erkennen sind, die nur durch Sillimanitteilstrahlen // "S" getrennt sind. Weiterhin verdrängt ihn Muskovit von Bordsäuren aus und in subparallelen Scheiten // seiner Spaltbarkeit. Eine weitere Aufzehrung, vor allem im Gebiet der Diaphthorite erfolgt durch Pennin und serizitische Schüppchen. Hierbei kommt es zur Rutilnadel- und Erzausscheidung. Die erste bevorzugt mehr die Spaltflächen, die letzte die Korngrenzen.

Der Sillimanit tritt in der Hauptsache in lang durchhaltenden Strahlen und Büscheln auf, die eine ausgezeichnete Regelung mit " " // "E" zeigen. Auch Faltenbilder sind vorhanden. Vergesellschaftet mit Biotit erfüllt er diesen oft völlig, indem er ihn durchspießt. Hier vollkommen idiomorph erhaltene Granate werden von den Sillimanit-Strahlen mit eingewebt. Wo Sillimanit in sehr anzahligen und unregelmäßigen Patches auftritt, scheint er aus Biotit hervorgegangen zu sein, der seinerseits eine Pseudomorphose nach Granat darstellt. Die Biotit- wie Sillimanit-Blastese entspricht sich also bis zum Ende der Groggen Bewegungen. Gegenwärtig wird dieser Sillimanit sehr oft in feinstreuhige Muskovite und Muskovit-Flasern. In einer anscheinend älteren oder auch nur etwas früher kristallisierten Phase liegen abstrakte Sillimanit-Säulen vor. Diese sind oft sehr stark geknickt, verbogen und abgerissen und sind + in "S" einbewegt.

Der Muskovit findet sich in Schuppen als Neubildung auf den Spaltflächen und Korngrenzen von Biotit, im Sillimanit und Plagioklas. In den beiden letzteren bildet er sich feinschuppig. Eine zonare Anreicherung im Plagioklas ist nirgends zu erkennen. In Mikroklin tritt er sehr zurück. Faserförmige Formen in Gängen und Fiederspalten (Greisengängchen) sind oft völlig von Helliglimmer erfüllt. Wo Helliglimmer in geschlossenen Patches vorkommt,



erweckt er den Verdacht, ursprünglich Cordierit verdrängt zu haben.

Granat findet sich nur in kleinsten Körnchen, meist Resten zerteilter Körner. Er wird von Biotit und Hellglimmer verdrängt. Stets ist er an die Biotit-Sillimanit-Strähnen gebunden. Im grossen und ganzen ist er selten.

Pennin findet sich als Zersetzungsprodukt hauptsächlich gebleichter Biotite und wird von Muskoviten und anderen hellen Glimmern noch ummantelt. Am meisten ist er im Bereich der varistischen Diaphthorese vorhanden.

Erze treten als Fe und FeTi-Oxyde und als Sulfide auf und sind meist an das Biotit-, Sillimanit- und Muskovit-Teilgefüge gebunden. Rundliche und leistenförmige Kristalle sind die häufigsten Typen. Im Biotit nehmen sie meist die Spaltrisse ein.

Bei Apatit und Zirkon handelt es sich um Einschlussminerale, die in kleinen Kriställchen, Nadelchen und Körnchen vorliegen. Sie finden sich in Biotit und Quarz, werden jedoch auch von den verdrängenden Feldspäten übernommen. Im Biotit ruft Zirkon pleochroitische Höfe hervor. In Feldspäten und Quarz liegt Zirkon mehr in eiförmigen grösseren Körnchen vor.

Titanit bildet kleine bis grössere rundliche Körner und ist als helle Teilgefüge, meist an Quarz, gebunden.

## 2a) Granat-Meta-Aplite

### a) Makroskopische Beschreibung

Diese Gesteine ähneln den beschriebenen Orthogneisen sehr und sind äusserlich nur als eine Biotit-ärmere Variante dieser zu sehen. Sie besitzen die gleiche Farbe und zeigen stellenweise auch die langen Sillimanit-Tapeten als "S"-Flächen. Wo diese gleitfreudigen Minerale fehlen, werden die "S"-Flächen jedoch durch plattige Quarze dargestellt. Es handelt sich durchwegs um mittelkörnige bis feinkörnige Gesteine. Einen wesentlichen Faktor im Aussehen steuern hier noch perlischnurartig angeordnete Granat-Ketten bei. Diese durchziehen mehr oder weniger // an //



das helle Gestein, plötzlich setzen sie quer durch dieses hindurch, um kurz darauf wieder "S"-parallel zu verlaufen. In blattquarzreichen Partien treten dabei auch mächtigere und zolreichere Granate auf. - Während in den Orthogneisen nur Kleinste, mit unbewaffnetem Auge kaum feststellbare Körnchen verstreut, treten hier Granate bis zu Faustgrösse auf und sind weitgehend in ihren völlig idiomorphen Kornformen als Rhombendodekaeder erhalten. Bei grösseren Komplexen, wie bei dem südlich von Ödbrunnserrieden und den Vorkommen bei Schönsee, ist eine deutliche Abhängigkeit des Verschleierungsgrades vom Rande her gegen das Zentrum festzustellen. Dort tritt oft kaum mehr eine Parallel-Struktur zu Tage, und es vergrößert sich dort die Körnigkeit in geringem Ausmaße. Ausserdem findet sich stellenweise am Rande dieser Körper eine relative Anreicherung von Biotit, wobei sie allmählich in Orthogneise übergehen. - In der Verbreitung und in der Form treten sie enggeknüpft an die Orthogneise auf. Sie bilden einmal wie diese dickbauchige Linsen, wie die bei Ödbrunnserrieden und im Raum von Schönsee, ein anderes Mal die langgestreckten schmalen Züge im "S" der Gneise, wie sie auf Blatt Vohenstrauß bei Miesbrunn und nördlich von Schönsee erscheinen. In diesen Vorkommen können sie in ihrer Längsrichtung, die ja hier meist NW-SW liegt, entweder nach NE oder, wie es häufiger der Fall ist, nach SW unvermittelt in Orthogneise übergehen. Im Aufschluß südlich von Schönsee zeigt sich auch ein ganz plötzlicher Übergang in ein konkordant eingelagertes ebenfalls mitterschieferetes Meta-Pegmatit-Band.

Als Einschaltungen treten südlich von Schönsee und in einem Anschluß an der Strasse Waidhaus-Vohenstrauß auch Gneise auf, die innerhalb dieser Meta-Aplite auf. Diese sind jedoch meist auf die randlichen Partien beschränkt und mit äusserst scharfen Kontakten ausgezeichnet. In vielen Fällen tritt dabei eine intensive scheinbare Wechsellagerung auf, die aber trotz allem die ursprüngliche Intrusivnatur der hellen Meta-Aplite erkennen lässt. Die eingelagerten Gneise-Bänder werden bei der Verschleierung zusammen mit den Meta-Apliten stellenweise noch zertrümmert. Eine derartige Zerteilung der Gneise durch syncogene Intrusivmassen



kann ja bei entsprechenden mechanischen Eigenschaften des Felsen- bzw. Dachgesteins, wie einer guten Schichtung oder Verschieferung in einem Glimmerschiefer-Stadium, und bei günstigen Druck-, Temperatur- und Viskositätsverhältnissen der Schmelze ins allerfeinste gehen und zu einer solchen Schichtaufblätterung führen. Wo sich nämlich eine magmatische Schmelze an Stelle anderer Gesteine Platz verschafft, braucht sie ja schliesslich gewisse Angriffspunkte. Die günstigsten Möglichkeiten liegen dabei in gewissen Diskontinuitäts-Flächen der anzugreifenden Gesteinskörper, und das sind solche Flächen, nach denen eine leichtere mechanische Zerteilbarkeit möglich ist. In unserem Falle sind das eben die Schieferungsflächen.

Ähnliche Erscheinungsbilder beschreibt C.H. ERDMANNSDÖRFER als akmolithische Intrusionen. Hier bei den Meta-Apliten tritt allerdings eine noch stärkere "S"-Flächen-Texturierung der Intrusiva und eine, wie die mikroskopische Beschreibung zeigt, weitgehende Umwandlung des primären Mineralbestandes hinzu, so dass wir mehr von Pseudo-akmolithischen metamorphen Ortho-Körpern sprechen müssen. Diskordant durchsetzt werden diese Gesteine noch von jungen, feinkörnigen Graniten. In den nördlichen Vorkommen, also im Wirkungsbereich des Flossenbürger Granit-Massivs werden sie zusammen mit den feinkörnigen Graniten noch von jüngeren Greisenbändern durchschnitten.

## 2b) Turmalin-Meta-Aplite

### a) Makroskopische Beschreibung

Wie die beiden letztgenannten Gesteine, sind auch diese hier sehr hell und in der Regel feinkörnig. Die Körnigkeit hat hier allerdings mitunter einen sehr grossen Spielraum. Auffällig ist weiterhin, dass diese Ausbildung der Meta-Aplite fast ausschliesslich lange Züge in "S" bildet und eine Mächtigkeitsentwicklung von über 30 m hinausgeht. Als Charakteristikum tritt noch der stellenweise sehr hohe Turmalin-Gehalt hervor, während Biotit völlig fehlt und Granat nur untergeordnet auftritt. Die tieftlausartigen Turmaline bewirken dabei neben der hellen Grundmasse einen besonderen Kontrast. Die Turmaline sind sehr gut in "S" eingeregelt



und zeigen oft eine ebenso homogene Verteilung wie die Biotite in den Orthogneisen. Deutlich tritt jedoch hervor, dass diese Turmalin-Säulchen während ihrer Durchbewegung bereits weitgehend kristallisiert waren und durch die die Kristallisation überdauernden translativen Bewegungen zu Bruchstücken abgerissen und in "B" eingedreht wurden. Eine weitere, ebenfalls feinkörnige Variation bringen die mehr flächig geregelten dicht gepackten Turmalin-Zellen. Hier sind durch Turmalin-Tapeten die "R"-Flächen besonders gut markiert, und im Bruch nach "S" zeichnen sich sogar die auch im Bild sichtbaren leichten Verfaltungen als Überhöhungen ab. Diese Bilder zeugen eindeutig von einer intensiven Durchbewegung nach Auskristallisierung der Turmaline. Es sind keine Anhaltspunkte vorhanden, diese Paralleltextur als unveränderte Schweredifferentiate oder als Fliessgefüge zu deuten. Allerdings kann das letztere eine der Durchbewegung vorangegangene Regelung hervorgerufen haben. Während wir nach der Kataklase einiger dieser Gesteinstypen eine weitgehende Rekristallisation der hellen Grundmasse feststellen, ist das bei den Turmalinen nicht der Fall. Das Bild zeigt einen grobkörnigen Turmalin-Meta-Split, dessen grosse Turmalin-Säulen als paratektonische Stoffkonkordante B-Achsen, in "B" eingedreht und zerbrochen wurden. Die Risse folgen dabei hauptsächlich senkrecht zu "B", wären also "a-c"-Klüften zuzuordnen. Die Tatsache allein, dass eine so gute Regelung dieser grossen Turmaline mit ihren Längsachsen "c" in "B" des Gesteins erfolgt, lässt sich nun auf folgende Vorgänge zurückführen:

1. Ein ursprüngliches Fliessgefüge ordnete als Erstauscheidungen die Turmaline schon in  $\pm$  gleicher gangparalleler Cristallisation als der später erfolgenden Schieferungs-Richtung an. Dies ist aber durch die übliche späte Auscheidungsfolge des Turmalins schon zweifelhaft.
2. Die Kristallisation des Turmalins erfolgte in einer hydrothermalen Nachphase, während einer bereits weitgehendes kateklastischen Beanspruchung der aplitischen bis pegmatitischen Intrusivgänge und kristallisierte unter tektonisch gerichteten Drücken mit seinem "c" in "S"- und "B"-paralleler Anordnung



aus". Durch die, die Kristallisation überdauernden Bewegungen erfuhren aber dann sowohl diese Turmaline wie auch die in die Intrusiv-Masse ragenden Gneis-Fetzen eine weitere Streckung und passive Einregelung. So wurden beide, vor allem nach tektonisch "a-c" zerrissen und die Klüfte ausgefeldspaltet.

3. Die Turmaline konnten aber auch rein passiv mit der "c-Achse" in tektonisch b eingeregelt werden. I. LADURNER (1954) zeigt ja, dass auch hierbei eine sehr gute Einregelung diesbezüglich erfolgen kann.

Es handelt sich aber oft um sehr grosse und lange Kristalle. Würde hier nicht von vorneherein schon eine geringe Regelung mit der langen "c-Achse"  $\perp$  in "B" vorhanden sein, so müsste eine Durchbewegung diese Individuen viel stärker zertrümmern. Aus diesem Grunde dürfte zumindest teilweise die Erklärung 2 in den Vordergrund rücken. Die letztgenannte Möglichkeit darf jedoch zumindest als überprägende Komponente nicht unberücksichtigt bleiben.

#### b) Mikroskopische Beschreibung der Granat- und Turmalin-Meta-Aplite.

In der Mineralebfolge, den Kornformen und Verdrängungsgefüge gleichen sich beide Gesteinstypen fast unbeschränkt. Sie stimmen in vielem auch mit den Orthogneisen überein. In der Mineralzusammensetzung und den Korngrössen treten jedoch auch innerhalb der Meta-Aplite einige Verschiedenheiten auf. Es sollen deswegen die diesbezüglichen Tabellen 2 und 3 (s. S. 23) gegenübergestellt werden.

Das Gefüge ist ebenfalls ähnlich dem der Orthogneise. Es ist grossen und ganzen hypidiomorph körnig. Es treten jedoch auch, und das vor allem im Zentrum von grossen Komplexen, mehr aplitische bis aplitgranitische, also panidiomorph körnige Strukturen auf. Die flächige und achsiale Regelung ist in grossen und ganzen viel undeutlicher, was aber nur auf das weitgehende Fehlen der äusserst gleichholden Biotite und Sillimanite zurückzuführen ist. Das Quarz-Teilgefüge bildet grosse in "B" gestreckte und dieses betonende Kristallplatten in Form von Platten, geritz-



Zeilen (s. Abb. 9). Diese lassen zum Teil auch eine gute Gitterregelung mit  $\alpha'//$  und diagonal zur Spur von "S" erkennen. Gitterstörungen durch mechanische Beanspruchung treten dabei in viel stärkerem Maße als bisher hervor. Auch die Feldspat-Körner sind in "S" gestreckt, und es macht sich beim Altbestand ein starker Kornzerfall in kleinere Granoblasten bemerkbar, die sich rekristallisierend wieder neuordnen. Zwischen diesen beiden Teilgefügen erstrecken sich manchmal die in "S" gut geregelten spärlichen Sillimanit-Muskovit-Strähnen. Granat, Biotit und Sillimanit bilden dabei, wenn sie auftreten, zusammen das gleitholdere Teilgefüge und übernehmen somit die Ausbildung der "S"-Flächen anstelle der Plattenquarze. Sie sind auch stets aneinander gebunden und zeigen so eine grosse Parallels zu den Orthogneisen.

In den Turmalin-Meta-Apliten tritt dabei noch hinzu, dass in "S" und // "B" gestreckte Turmalin-Säulchen neben den Plattenquarzen eine deutliche Paralleltextur darstellen, wobei sie, wie makroskopisch bereits gezeigt wurde, senkrecht zu "c" abgerissen und verdriftet werden.

Den Mineralbestand und die Korngrössen gibt Tabelle 2 und 3 (s. S. 23) wieder.

Bei Mikroklin fehlen hier im grossen und ganzen die hypidiomorphe Körner. Die amöboiden und fleckigen herrschen vor. Das Ausmass der Albit-Neubildung an und zwischen den Mikroklin-Körnern wechselt partienweise erheblich. Mikroklin tritt auch hier wieder in verschiedenen Formen und Generationen auf. Er bildet als Alt-Mikroklin grosse, inzig miteinander verzahnte Körner, die in Teilen leicht abweichend voneinander orientiert sind und so eine Zerfelderung und einen Kornzerfall anzeigen. In der gleichen Generation tritt er auch mit rundlichen Korngrenzen auf und wird von Quarz und Plagioklas<sub>2</sub>-Täfelchen stark korrodiert. An den Grenzen zu diesen Plagioklasen machen sich oft auch in den Mikroklin hineingreifende Albit-Säume bemerkbar. Diese Mikrokline weisen auch eine intensive Zwillingsgitterung, aber seltener breite Spindel- und Bandperthite auf. Die letzteren können aber stellenweise grossflächig werden. Die Verzwillingung



Tabelle 2

Mineralbestand und Korngrößen:

| Mineralbestand | prozentuale Beteiligung | durchschn. Körngrösse     | Streuungs-<br>bereich | Bemerkungen                                                                                         |  |
|----------------|-------------------------|---------------------------|-----------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|--|
| Mikroklin      | 36,9                    | 0,2 mm Ø                  | 0,05-1,0mm            | 6.12 % An.                                                                                          |  |
| Orthoklas      | -                       | -                         | -                     |                                                                                                     |  |
| Plagioklas     | 27,2                    | 0,15                      | 0,02-0,9              |                                                                                                     |  |
| Quarz          | 28,2                    | 0,25                      | 0,05-1,3              |                                                                                                     |  |
| Muskovit       | 3,0                     | 0,07                      | 0,04-0,7              |                                                                                                     |  |
| Sillimanit     | 3,0                     | -                         | -                     | im Aufschluss<br>Faustgrösse                                                                        |  |
| Granat         | 0,7                     | 2,5                       | 0,8-6,5               |                                                                                                     |  |
| Turmalin       | -                       | -                         | -                     | Pleochrois-<br>mus: dunkel/<br>hellocker-<br>braun, gele-<br>gentl.grün-<br>liche Zwi-<br>schentöne |  |
| Biotit         | -                       | 0,02x<br>0,15mm           | 0,05-1,8              |                                                                                                     |  |
| Pennin         | - 1 %                   | siehe<br>Ortho-<br>gneise |                       |                                                                                                     |  |
| Hellglimmer    |                         |                           |                       |                                                                                                     |  |
| Andalusit      |                         |                           |                       |                                                                                                     |  |
| Zirkon         |                         |                           |                       |                                                                                                     |  |
| Apatit         |                         |                           |                       |                                                                                                     |  |
| Erz            |                         |                           |                       | als Pyrit,<br>Magnetit,<br>Schwefelkies,<br>Brauneisen u.<br>Manganoxyde                            |  |
| Rutil          |                         |                           |                       |                                                                                                     |  |

Tabelle 3

| Mineralbestand | prozentuale Beteiligung | durchschn. Korngrösse | Streuungs-<br>bereich | Bemerkungen                                                                              |
|----------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|
| Mikroklin      | 33,2                    | 0,3 mm Ø              | 0,08-1,5mm            | 4-7 % An.                                                                                |
| Orthoklas      | 2,5                     | 0,03                  | 0,01-0,07             |                                                                                          |
| Plagioklas     | 21,4                    | 0,17                  | 0,1-1,2 Länge         |                                                                                          |
| Quarz          | 32,5                    | 0,4                   | 0,2-1,8 "             |                                                                                          |
| Muskovit       | 4,7                     | 0,2                   | 0,05-0,6 "            |                                                                                          |
| Sillimanit     | 2,1                     | -                     | -                     | im Hand-<br>stück bis<br>5 cm Länge. Pleochrois-<br>mus: Kern blaugrün,<br>Rand olivgrün |
| Granat         | ca. 0,1                 | 2,5                   | 0,5-3,2mm Ø           |                                                                                          |
| Turmalin       | " 1,5                   | 0,8 mm lg             | 0,2-7mm lg            |                                                                                          |
| Akessoria      | " 2,0                   | -                     | -                     |                                                                                          |



erfolgt hier auch nach dem Karlsbader Gesetz. Die jüngeren Mikrokline begleiten oft in langgestreckten Xenoblasten die Plattenquarze, dringen in deren Risse vor und korrodieren sie. Bei diesen wird nur im Norden des Gebietes eine schwache Gitterlamellierung festgestellt. Diese setzt dann oft ebenso wie der Befall durch Plagioklas<sub>3</sub>-Granoblasten und die perthitische Entmischung von mechanischen Rissen und Fugen aus an. Die letzte bevorzugt dabei mit Vorliebe die Richtung // "S" des Gesteins. Ausserdem siedeln sich auf diesen Fugen häufig auch kleinste Erzpartikelchen an.- Diese Erscheinungen möchte ich, nachdem sie nur im Kontaktbereich des Flossenbürger-Granit-Massivs und in der Nachbarschaft der Diaphthorit-Gesteine auftreten, erstens auf dessen Einfluss in Form hydrothermalen Nachschübe und zweitens auf die Möglichkeit zurückführen, dass die varistische Orogenese in ihren Ausläufern auch diese Vorkommen noch streifte.

Ausser den platten- und tropfenförmigen Quarzen umschliessen diese Mikrokline noch stark kornzerkleinerte Plagioklasse und unbeanspruchte nach M tafelige Plagiopase<sub>2</sub>, die nicht orientiert eingelagert sind. In vereinzelten Schliffen treten auch Biotit-Fragmente und Andalusite als Einschlussmineralien auf. Die jüngsten Verdrängungen der Mikrokline werden von Hellglimmer und Chloriten gestellt. Bei Mikroklinen, die randlich eine Druckverzwillingung zeigen, erfüllen die Hellglimmer nur den zentralen Teil.

Ich möchte demnach annehmen, dass durch diese Druckverzwillingung (B. RINNA, 1890) evtl. eine Konsolidierung des Kristallgitters am Rande resultiert, die den angreifenden Hellglimmern mehr Widerstand entgegensetzt. Es könnte so zwar eine Ionen-Diffusion in den Kern stattfinden, jedoch kaum eine Elastese der Hellglimmer in den gestärkten Randpartien. Wie wir später sehen, verdrängen diese Hellglimmer auch die jüngsten weniger beanspruchten Plagioklasse viel mehr als die älteren, die bereits äusserst stark durchbewegt und verzwillingt sind.

Der Plagioklas zeigt wiederum die gleichen Generationen wie bei den Orthogneisen. Hier fällt lediglich ein weit stärkerer Kornzerfall und eine öfter auftretende Umschliessung der Plagioklasse,



durch Mikroklin ins Gewicht. Die bei den Orthogneisen hypidiomorphen bis idiomorphen Kornformen werden stärker kecker-konvergerlappt und von Mikroklin und Quarz verdrängt. Die sauren Säure treten dabei wieder besonders gut + senkrecht zu "S" hervor. Verdriftungen einzelner Plagioklas<sub>1</sub>-Teilindividuen scheinen auch erheblicher als bei den Orthogneisen zu sein. Schwierig sind die Anorthit-Gehalte der einzelnen Plagioklas-Generationen voneinander zu trennen. Sie liegen bei den Grapat-Meta-Apliten zwischen 6 und 12 % An., bei den Turmalin-Meta-Apliten bei 4 bis 7 % An. Als sicheres Unterscheidungsmerkmal fungieren hier allein die Kornformen und die Verdrängungserscheinungen. Die Kornformen der Plagioklas<sub>1</sub> werden kompliziert durch starken Kornzerfall, Rekristallisation, Einschliessung und Korrosion durch jüngere Mikrokline. Der Plagioklas<sub>2</sub> ist hier vor allem durch seine zahlreichen Einschlüsse von dem der Orthogneise unterschieden. Neben den Biotiten enthält er vor allem sehr viel Sillimanit-Mischel. Er korrodiert ebenfalls Plattenquarze von Korngrenzen und Zwickeln her und schliesst einzelne Ruinen davon ein. Auch eine stärkere rötliche Pigmentierung lässt sich stellenweise feststellen, die auf kleinste Roteisen-Einlagerungen zurückgeht. Grdnlithe, Gneise, isotrope Bereiche, in deren Kern oft noch Sillimanit-Strahlen liegen, lassen selten noch auf Pseudomorphosen nach Cordierit schliessen. Die übrigen Erscheinungen, ebenfalls in Bezug auf die Plagioklas<sub>2</sub>-Generation, sind die gleichen wie bei den Orthogneisen. Neu tritt hier noch, allerdings beschränkt auf die Gesteine des Pegmatit-Gebietes Pleystein-Hagendorf, die Verdrängung durch Orthoklas hinzu.

Dieser Kalifeldspat verdrängt mit Vorliebe die mit ihren Zwillinglamellen und Old Flächen // dem "S" liegenden Plagioklas<sub>2</sub>. Sie dringen einmal in langgestreckten Anöben von den Korngrenzen her senkrecht zu "S" in die Plagioklas<sub>2</sub> vor (s. Abb. 16) und schmelzen einzelne Inseln aus diesen. Weitere Ansatzpunkt für ihre Verdrängung scheinen noch mechanische Fugen und Feldergrenzen zu sein.

Quarz durchzieht in der Hauptsache in langgestreckten Platten als "S"-Bildung diese Gneise. Mehr rundliche, stark koordinierte und lappige Alt-Individuen stellt er in zentralen Teilen von



grösseren Gesteinskomplexen dar, in denen auch die mehr epi-  
 dionomorphe Struktur noch ausgeprägt ist. Es entstehen  
 hier sogar Schriftgranit-ähnliche Bilder, wobei die (W) und  
 (DQ) Flächen des Mikroklins sich an epydionomorphe Quarzkristalle  
 anschmiegen, oder sich beide Mineralien mit geraden Grenzflächen  
 zur Wachsen. In den Plattenquarz-Kristallen wird er von allen Min-  
 eralien zu geringen Anteilen zerfressen (s. Abb. 9 und 10). Feine  
 Klinkerstellen und Risse werden korrodiert und erweitert. Stills-  
 weise zeigen diese Plattenquarze eine starke Kornverfeinerung,  
 anisotrope Ausbuchtung und eine beträchtliche Kornzerkleinerung.  
 Die Intergranularen und Risse zwischen den ursprünglich zusammen-  
 gehörenden Quarz-Grössenindividuen werden dann von Feldspat-Ei-  
 nochlasten, Sillimanit-Stäbchen, Glimmer-Schuppen und selten auch  
 von Turmalinkristallen erfüllt. Granate werden oft an den Platten-  
 quärzen "S"-parallel angeordnet. Als Einschlüsse findet  
 er in "S" langgestreckte Sillimanit- und Basten-Stäbchen und in  
 einzelnen Fällen stark kantengerundete, epydionomorphe Biotit-  
 Körner. Seine länglichen plattenartigen Kornformen lassen sich  
 sehr gut aus den grossen Einsprenglingen in weniger verfeinerten  
 Kern grosser Komplexe über mehr länglich ovale, stark gefel-  
 dete Individuen herleiten. Schliesslich liegen sie dann in der  
 weitestgehenden rekristallisierten und unklare ausbleichenden  
 Platten in den Randpartien vor. Neben dieser unvollständigen Ausbleichung  
 wurde in einem Fall sogar die Bildung einer Art Gitterlamelle  
 (s. Abb. 11) beobachtet. Die Verfeinerungen sind in der Regel  
 meist an  $\alpha'$  und  $\gamma'$  gebunden. Die bessere Teilbarkeit scheint da-  
 bei  $\alpha'$  zu sein. Einzelne Teilkörner dieser Plattenquarze sind  
 optisch einmal zwischig. Auch kleine Winkelfeldspat-Kristalle  
 se, die in Schnüren senkrecht zu "S" die Quarze durchziehen, wurden  
 vereinzelt beobachtet. Aus der Verfassung von Quarz-Körnern  
 wie dem Universal-Dreieck erhielt für die Granat-Mikro-Platten  
 eine Achsenregelung, wobei sie (s. Diagramm 1) eindeutig von der  
 schen Quarz-Achsen eines konzentrisch "b"-gezeichneten Kreis-Systemes  
 zwei symmetrisch zueinanderliegende Mittelwerte bilden.  
 So ergibt sich sowohl eine Form- als auch eine Achsenregelung  
 innerhalb der Quarze. Sie sind somit zweifellos die Träger der  
 Parallel-Textur und stellen die erkennbare Grundlage dieser



und "B"-Tektonite dar. Im Durchschnitt ergeben die Quarze der Turmalin-Meta-Aplite eine etwas schlechtere Gitterregelung (s. Diagramm II) jedoch eine gleich gute Formregelung.

Eine jüngere Quarz-Generation belegt Knickstellen und Risse in sämtlichen Mineralien einschliesslich der Plattenquarze. Eine versuchsweise Vermessung dieser Quarze ergab jedoch keine Achsen-Regelung.

Betrachten wir nun die Quarz-Achsen-Diagramme I und II genauer, um sie schliesslich mit homologen gefügekundlichen Vermessungen von sächsischen (B. SANDER, 1950) und finnisch-lappländischen Granuliten (Th. G. SAHAMA, 1936) zu vergleichen.

Die Einregelung mit der "c"-Achse der Quarze in tektonisch "b" lässt sich auch hier in keinem Diagramm feststellen. Bei den sächsischen und finnischen Granuliten erfolgte eine sehr gute Einregelung der Achsen in einen scharf begrenzten "a-c"-Gürtel oder es resultieren 4 scharf begrenzte Maxima in den 4 Quadranten des Netzes. Es erscheinen dabei je zwei sich diametral gegenüberliegende Maxima. Die sich scheinbar kreuzenden "S"-Flächenscharen führt nun SANDER auf ein Flättungs-"S" zurück. In Diagramm I lässt sich zwar ein "a-c"-Gürtel noch feststellen, ebenso auch noch Relikte von sich diametral gegenüberliegenden Maxima, jedoch verschwimmt alles bereits dermaßen, dass man die Gefügeregelung nicht mehr vollkommen identisch mit der der echten Granulite bezeichnen kann. Für das starke Maximum im SE-Quadranten fehlt bereits ein homolog ausgebildetes im NW-Teil des Diagramms. Die monokline Symmetrie bleibt zwar im grossen und ganzen noch sichtbar, das Gesamtdiagramm weicht jedoch schon ziemlich von dem der echten Granulite ab.

Bei Diagramm II treten zwar ebenfalls noch die 4 oben genannten Maxima auf. Ihre Lagebeziehungen entsprechen aber bereits schon nicht mehr denen echter Granulite. Es tritt hier auch deutlich eine weitere tektonische Komponente hinzu. Es ist das scharf begrenzte Maximum in "a" (Ost und West). Dies entspricht zwar einer Intern- und Extern-Rotation. Eine intensive Scherbeanspruchung mit Verschiebungsbeträgen begünstigt ja die Einregelung von "c" in die jeweilige Durchbewegungsrichtung "a" des Gesteins.



Die Achsenhäufung  $\pm$  um "c" würde daneben für eine Transition nach der Basis oder einem flachen Rhomboeder des Quarzes sprechen. - Dieses Diagramm zeigt also bereits einen ausgeprägten triklinen Bauplan. -

Ähnliche Diagramme erhielt W. SCHMID (1925) aus der Magli-Serie in der Obersteiermark und A. HIETANEN (1938) aus Quarziten von Simsiö in Finnland. A. HIETANEN erklärt diese Regelung aufgrund der starken Maxima in "a" durch eine nachträgliche Horizontalscherung der einst geplätteten Quarzite. Eine analoge Deutung würde Diagramm II erfahren, wenn wir annehmen, dass die Meta-Apliten bei ihrer Kristallisation eine Plättung durch den passiven Druck (-Widerstand) des Nebengesteins und daran anschließend bzw. Hand in Hand gehend, eine Durchbewegung unter schiefen Pressung erhielten.

Aus dem gefügekundlichen Befund geht demnach bei diesen Meta-Apliten sowohl eine Ähnlichkeit mit den echten geplätteten Granuliten als auch mit Quarz-reichen kristallinen Schieferungen hervor. Die primäre Anlage des Gefüges könnte den Granuliten entsprechen, die nachträglich zerscherende Beanspruchung jedoch und die Rekristallisation während der regionalen Durchwürgung schuf ein andersartiges Gefüge.

Biotit kommt bei den Granat-Meta-Apliten nur sehr vereinzelt vor, bei den Turmalin-Meta-Apliten fehlt er schon völlig. Er tritt primär und sekundär als Pseudomorphose nach Granat auf. Sein Pleochroismus geht von dunkel- nach hellockerbraun mit einem leicht grünlichen Stich in den Mittellagen. Meist ist er aber schon völlig zersetzt. Häufungsstellen finden sich noch in der Nähe von Granat, aus dem er ja oft auch hervorgeht. Während er bei den Orthogneisen mit seiner Basis gut in "c" geregelt war, zeigt sich hier nur eine gute Formregelung und eine Verdünnung durch Muskovit-Spieße // "b", parallel und senkrecht zur Biotit-Basis. Pleochroistische Höfe um Zirkon und fleckige Partien mit einem schwachen Pleochroismus von hellgelb zu hellbraun, innerhalb der Muskovit-Scheite, lassen noch Pseudomorphosen nach Biotit erkennen. Ansonsten tritt er meist noch in Fleckchen



Täfelchen als Einschluss in den jüngeren Feldspäten auf.

Der Sillimanit bildet vereinzelt noch lange in "S" gestreckte Strahlen und ist auch hier in subparalleler Verwachsung mit Biotit, diesen verdrängend, vergesellschaftet. Er liegt entweder direkt an den Korngrenzen der Plattenquarze oder etwas ab davon im Feldspat-Teilgefüge. Während er die Alt-Feldspäte durchdringt und als Translationsmittel bei der Verwitterung und Kornverkleinerung dieser dient, wird er von den jüngeren Feldspäten senkrecht zu "c" in Teilstrahlen zerlegt und aufgesetzt. Ebenso wird er von Heliglimmern oft völlig resorbiert, wobei diese ihn in Pseudomorphosen noch in seinen ursprünglichen Lagerpositionen abbilden. Er übernimmt also hier die Aufgabe, als Stressmineral zu fungieren, lange nicht mehr in dem Ausmaß wie bei den orthogneisen.

Der Muskovit kommt einmal in spiessig-strahligen Aggregaten vor. So verdrängt er als sehr junges Mineral in erster Linie die Sillimanit-Strahlen, indem er sie abbildet. Ebenfalls fallen ihm sämtliche Feldspäte, Granat und Biotit, zum Opfer. Er durchdringt fast stets die Mineralien senkrecht und // "S" und besteht dabei vor allem mechanische Fugen. Er verdrängt hier den Biotit nicht nur in subparalleler Verwachsung, wie es bisher der Fall war, sondern durchdringt diesen auch direkt senkrecht zu "c" und schneidet ihn so ganz scharf // "S". Er stellt sich auch auf den Rissen von Quarz und Tarnalin an und spiessigt sich dort in diese vor. Bei der Verdrängung des Sillimanits entstehen nicht selten Muskovit-Quarz-Symplektite.

Von feinsten Heliglimmer-Mikrolithen werden vor allem Plagioklase und Mikroklase befallen. Es ist dabei auffällig, dass die jüngeren Plagioklase mehr von Heliglimmer befallen sind als die älteren Plagioklase. Die Durchstäubung kann bei weniger oder bei weniger willigen Körnern vom Rand her einsetzen und sich dann entweder das ganze Korn austreten oder vom Kern ausgehen. Es tritt dabei die sich zu einer äusserst intensiven Durchstäubung. In diesem Fall müsste man eine Ionen-Diffusion durchs Gitter annehmen. Wenn so Mikroklase und Plagioklase nur randlich verwittert sind, so



gern sich fast ausschliesslich im Kern Helliglimmer-Schüppchen an. Sie bevorzugen bei Plagioklas in erster Linie die Spaltflächen nach 010 und 001. Dort, wo sich in Feldspäten bereits grössere geschlossene Muskovit-Spiesse gebildet haben, entstehen auf den Korngrenzen Muskovit/Feldspat oder auch innerhalb des letzten kleine, rundliche bis lappige Quarz-Körnchen. Diese scheinen also Neubildungen zu sein, die mit der Muskovit-Bildung gleichlaufen. Verdrängt werden die Muskovit-Scheite wiederum durch Pennine. Diese umsäumen oft Muskovite, die in ihrem Innern noch gebleichte Biotite führen. Stellenweise kann vor allem in nördlichen Bereichen ein derart grosser Befall von Helliglimmer und Chloriten einsetzen, dass wir über den ganzen Schlierf hinweg kein Mineral ausser Quarz antreffen, das nicht weitgehend von diesen Neubildungen erfasst wurde. Von Zwickeln und Korngrenzen strahlen dabei Helliglimmer aus, die auf ihren Spaltflächen auch kleinste Erz-Flitterchen führen. Da es sich um sehr winzige Einlagerungen handelt, sind sie nicht näher zu bestimmen. Es handelt sich vermutlich um hydrothermale Einflüsse vom Flosserbünger Granit her.

Apatit, Zirkon und Rutil liegen, wie bei den Orthogneisen, als Einschluss-Mineralien in Quarz, Mikroclin und Plagioklas, Biotit und Muskovit vor. Besonders sticht dabei hier der Apatit noch heraus, der grössere Formen mit buchtigen Grenzflächen gegen Quarz bildet und von diesem verdrängt und zerteilt wird.

Zirkon wird fast durchwegs von Muskovit, zum Teil sogar auch von Sillimanit mit übernommen und ist auch hier durch seine gelblich-pleochroitischen Höfe leicht auffindbar.

Rutil lässt in Sagenit-artiger Anordnung innerhalb der Plagioklasse<sub>2</sub>, Mikrokline und jüngeren Quarze noch Pseudomorphosen unserer Mineralien nach Biotit erkennen. Es ist eigenartig, dass diese Sagenit-Bildung nirgends mehr in Muskovit-Pseudomorphosen nach Biotit auftaucht. Die Titan-Säure wird hier ausserordentlich gut in das Muskovit-Gitter eingebaut.

An Erzen treten hier in erster Linie Erzgneise und Mangan-Quarze in nächster Nähe oder im Granat auf dessen Spalttrissen auf. In einzelnen Lappen und länggezogenen Äothen tritt auch auf intergranularen Schwefelkies auf.



Pyrit ist meist im Brauneisenstein ungewandelt und tritt meist fein mit Magnetit innig vermischt. Dieser ist mikroskopisch mit einem starken Metallglanz.

Andalusit wurde in den Orthogneisen noch nicht festgestellt. In diesen Meta-Apliten nur in sehr wenigen Schliffen. Er liegt noch in ausserordentlich grossen, lappigen Individuen vor und zeigt eine sehr ausgeprägte Spaltbarkeit nach (110), nur auch nach (001). Überall tritt nur mehr ein ganz schwacher, auf den Kern beschränkter Pleochroismus von r.u. = blass rosa rot/farbtlos oder r.v., sehr schwach bläulich-grün/farbtlos auf. Er wird in erster Linie von Mikroklin in stark gebuchteten Lappen bzw. zungenförmigen Individuen verdrängt, wobei er stark konkave Grenzflächen ausbildet. Hier bilden sich dann mit Vorliebe auch Chlorite, die in den Mikroklin verspiessen. Auch strahlige Sillimanit-Büschel durchsetzen Andalusit und verdrängen ihn stellenweise in Pseudomorphosen völlig. Schliesslich wird er auch schon von den frühkrystallisierten Biotiten weitgehend verdrängt. Diese Tatsache stellt Andalusit also bereits in das Stadium der ersten Metakristallisation des ursprünglichen Mineralbestandes und macht zu den Mineralien, die erst aus der Metamorphose hervorgehen. Nachdem wir fast nirgends in den Paragneisen noch Andalusit vorfinden, trotzdem wir auch dort einen Tonerde-reichen Gneiss ausfinden, dürften wir ihn also als zusätzlichen Beweis für die Ortho-Natur dieser Gesteine ansehen. Ausserdem tritt hier auch die seltene Spaltbarkeit nach 001 auf, die bisher nur in hochtemperierten Gold-Quarz-Gängen festgestellt wurde.

Bei Granat wurde die Dichte,  $d = 3,95$  und die Lichtbrechung,  $n = 1,79$  bestimmt. Hieraus würde ein fast reiner Almandin, also Eisen-Ton-Granat abgeleitet werden können. Wie jedoch aus der Umsetzungsprodukten bei der Verwitterung ersichtlich wird, enthält doch auch eine Beteiligung von Mangan vorhanden zu sein. Dies stellt ihn jedoch zumindest schon in die Mischreihe auch verwitterter Granate ein, deren Lichtbrechung und Dichte mit der genannten identisch sind. Im FORDSchen Dreiecks-Diagramm Pyrop-Almandin-Andradit, würde daraus eine Mischung von 37 Pyrop, 52,5 Almandin und 10,5 Andradit resultieren. Im Dreiecks-Diagramm Pyrop



Almandin-Grossular haben die Linien für das oben genannte "c" und "d" keine Schnittpunkte. Da unser Granat ja, wie gezeigt wird, erst bei der tektonischen Beanspruchung gebildet wird, ist es ohne weiteres möglich, dass auch Calcium mit in das Gitter eingebaut ist. Es wird ja bei der Zerstörung der Plagioklasse während der Durchbewegung Calcium frei. Die Möglichkeit, dass hier also ein ternärer Granat mit Pyrop-Almandin und Andradit vorliegt, ist also gegeben, und ich möchte annehmen, dass es auch wirklich der Fall ist. Granat ist rotbraun mit einem leichten Stich ins **Violette**. In den Granat-Meta-Apliten tritt er stellenweise in beträchtlicher Anreicherung und bis zu Faustgrösse auf. Seine Anordnung erfolgt häufig in perliertartigen Schüren // "S". Diese weichen aber auch häufig davon ab, wie Abb. 1 zeigt, um später wieder "S" // weiterzuverlaufen. Auch die häufige Kennzeichnung der selten noch völlig idiomorph auftretenden Rhombendodekaeder, die Kornlängung in "S" und das sehr kräftig ausgebildete Fugengefüge stellen ihn in seiner Kristallisation noch vor Abschluss der orogenen Verformungen dieses Gesteins. Nachdem er jedoch nirgends so in Krümel zerteilt ist und auf den "S"-Blöcken in Relikten verschmiert wird, wie es bei den Para-Gneisen und zum Teil noch bei den Ortho-Gneisen der Fall ist, dürfte er kaum mehr in diesem Maße die Verschieferung erlebt haben, wie es bei den letzteren der Fall war. Die intensive Umflaserung der Sillimanite und Biotit-Tapeten tritt ebenfalls nicht mehr in den Vordergrund. Nur stellenweise und parallel "S" flankieren ihn leicht geknickte Biotit-Scheite und Sillimanit-Strahlen. Von einer vollkommenen Eichüllung durch Biotit-Sillimanit-Strahlen, wie es bei den viel älteren Granat-Körnern der Paragneise der Fall ist, ist hier nicht mehr die Rede.

Als Einschlüsse finden sich im Granat Tropfenquarze, kleinste kugelförmige Biotit-Scheitchen, Rutil-Nädelchen und kleine Epidot-Akzessphen. Wo Granat in Turmalin-Meta-Apliten auftritt, schliesst er auch kleine Turmalin-Säulchen ein. Er erfüllt sogar die Risse innerhalb der Turmaline, so dass wir dort einen innigen Verband dieser beiden Mineralien vor uns haben.

Verdrängt wird Granat von jüngeren Quarzen und Plagioklassen, die



sich auf Rissen vertasten und sich dann zu Warzen und lappigen Gebilden verbreitern. Zu Ausbühlungen, wie wir sie im Gebiet bei den Paragneisen durch Biotit, Cordierit, Quarz und die Feldspäte kennenlernten, kommt es hier nirgends. Verdrängungen erleidet Granat noch durch Muskovite und Chlorite. Die letzteren bestehen aus grobfaserigen bis mehr tafeligen Scheiten. Ihr Achsenwinkel weicht kaum von  $0^\circ$  ab,  $n_x = 1,57$ . Es dürfte sich dabei um Stilpnomelan handeln. Mitunter, und vor allem im Norden, können sich auf den Korngrenzen und Spaltrissen noch kleine Erz-Partikelchen und phosphatähnliche Mikrolithen bemerkbar machen. Da sie nur in der Nachbarschaft des Flossenbürger Granit-Massivs auftreten, möchte ich sie als Phosphat-Vererzungen zu den hydrothermalen Nachphasen dieses Massivs stellen.

Die Genese des Granats erfährt in der umfangreichen Literatur dieser "Granulite" eine ebenso verschiedene Deutung wie dieses Gestein selbst. Diejenigen Autoren, die mehr für die Para-Natur dieser Körper sprachen, stufte diese Granate zeitlich mit denen der Cordierit-Flaser-Gneise ein, wesshalb sie sehr alte, aus dem Glimmerschiefer-Stadium übernommene Relikte sein könnten. In diesem Falle dürften diese Granate, nach einer derart kräftigen Durchbewegung, wie sie die moldanubischen Gneise erlebt haben, innerhalb dieser reinen Feldspat-Quarz-Gesteine, die ja noch starre Komplexe ohne jede gleitförmigen Mineralien sind, kleiner bei idiomorphe und so wenig veränderte Kornformen mehr aufweisen. Jene Bearbeiter, die diese "Granulite" bereits aus dem "Schmelzfluss" herleiteten, führen sie, gleich ob die einzelnen noch eine nachfolgende Metamorphose ansetzen oder nicht, auf den erstarrten Magna zurück. M. WEBER (1910) betont dabei, dass ein Granat als ursprüngliche Bildung bei hohem hydrostatischem Druck direkt aus dem Schmelzfluss ausscheiden kann. Dies mag in Einzelfällen auch hier der Fall sein. Nachdem aber, wie gezeigt wurde, Granat auch der Tarnalin verdrängt, der ja zweifellos mit bei den letzten Ausscheidungen, evtl. sogar in der hydrothermalen Nachphase (siehe bei Tarnalin) in diese Intrusion steht, möchte ich das in diesem Fall bezweifeln. Ich kann hier aber zu der Auffassung, dass Granat sich während der Durchbewegung



bildete. Die grossen Brüche und die freiwerdende Plazierde bei der Zerstörung der Feldspäte konnten die für Granat günstigen Bildungsbedingungen liefern. Es wurde bereits bei der makroskopischen Beschreibung darauf hingewiesen, dass die Granat-Bildung gerade dort grössere Formen annimmt, wo Partien reicher an Plattenquarzen sind. Es scheinen hier genug Feldspäte von den neukristallisierenden Plattenquarzen aufgezehrt worden zu sein, die dann das  $Al_2O_3$  für die Granate lieferten. Ausserdem sind auch genügend Biotite bei der Durchbewegung zerstört worden, die das nötige Fe liefern konnten.

Die Turmaline treten noch viel inhomogener als die Granate auf. Sie sind örtlich schon makroskopisch so stark angereichert, dass sie bis zu 15 % des Gesamt-Mineralbestandes ausmachen können und bilden unregelmässig begrenzte Flecken, in denen Teilbruchstücke in allen Grössen auftreten. Sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch lässt sich jedoch bis zu den kleinsten Splittern eine gute Einregelung mit ihrer Längsachse in "B" und "S" feststellen. Sie zeigen im Pleochroismus einen deutlichen Zonarbau mit blaugrüner Farbe im Kern und olivgrünem Rand. Die Korngrenzen sind wenig tief zerteilt. Als Einschlüsse findet man Quarz-Sillimanit-Nester und manchmal auch kleine Erz-Partikelchen. Die langen Stengel werden meistens senkrecht zu "c" abgerissen, verdriftet und in den Plattenquarzen // "S" eingelagert. Die Turmaline sind also zweifellos älter als die syntektonischen Plattenquarze. Weiterhin werden sie noch von Granat eingeschlossen, der ihre Risse ausfüllt; von Plagioklas<sub>2</sub> und Mikroklin<sub>1</sub> werden sie, zusammen mit Granat auf den Rissen umhüllt. Turmaline kann also absolut aus dem Grundbestand dieses Gesteins hergestellt werden und kann nur aus den fluiden gasreichen Restschmelzen einer Synorogenen Intrusivs stammen.

Nachdem er in einzelnen Partien so stark angereichert ist und in so schmalen Gesteins-Zügen noch einmal viel geringer auftretende, gelängte Nester und Schlieren in seinem Verbreitungsgebiet bildet, bin ich geneigt, diese Räume als längere Zeit geöffnete Zirkulationswege gasreicher Restlösungen zu deuten. Ähnliche und evtl. analoge Erscheinungen liegen bei den Turmalin-



Aplit-Schlieren innerhalb des Eibenstocker-Massivs vor und waren dort auch von P. NICOLI dahingehend erkannt. Aber auch in nächster Nähe, in den jungen, quergreifenden Apliten der Gefolgschaft des Wilschuldorfer- und Veitkenberger Massivs zeigt sich (G. FISCHER, 1957) eine enge Verbindung von Aplit- und Pegmatit-Nestern und -Schlieren.

Somit wären wir mit dem Ausgangsgestein dieser Tourmalin-Meta-Aplite bei den pegmatitisch bis hydrothermalen Restlösungen, also der Pegmatiten, angelangt. Die Granat-Meta-Aplite können demnach von den entgasten trockenen Schmelzen der Apliten hergeleitet werden, wie wir sie häufig am Grunde der Pegmatit-Körper antreffen, und die Orthogneise liessen sich auf normale Granite derselben Intrusionsphase mit früherer Anskristallisation zurückführen.

### III. Schlussfolgerungen

Die besonders kräftige Durchbewegung der Orthogneise und die Zerschering der Granite in diesen spricht dafür, dass diese Bildungen von der Durchbewegung noch kräftig erfasst wurden. Im Eindringen als langgestreckte Intrusivkörper besetzte aber bereits weitgehend die tektonische Anlage der Schieferungsflächen und sich abspinnende Faltenköpfe (Ödbrunnentertiär und Asien, als Schwächezonen.

Nach stärker tritt dieses selektive Platzgreifen bei der Granat-Meta-Apliten zu Tage, die bereits in ihren Kernen schon einen grobkörnigen, unverändert aplitischer Struktur bewahren und damit keine Durchbewegung mehr zeigen. Die Granite konnten hier aufgrund des hohen hydrostatischen Brucks noch zur Bildung, werden aber kaum mehr zerschert, trotzdem sieht im allgemeinen noch vereinzelt Plattenquarze ausbilden.

Die Tourmalin-Meta-Aplite, deren gasreiches Magma anscheinend noch während der Verschleierung lange mobil blieb, zeichnen



schliesslich nur mehr eine gute Regelung in ihren Turmalinen und vereinzelt noch in Plattenquarzen.

Die Geseze dieser kontinuierlichen Gesteinsreihen hat so ihren Anfang bei einer synthogenen Intrusionsfolge und spiegelt in einzelnen Typen im Chemismus ihren früheren Charakter wieder. - Das Parallel-Gefüge ist ganz bestimmt keine fluidele Erstarrungs-Struktur mehr. Die rein granoblastische Schieferung und dieselbe Kristallisationsfolge wie in den Paragneisen zeigen ein gemeinsames Merkmal mit diesen. Ausserdem gleicht die Ausbildung der Biotite und Sillimanite und der noch selten erkennbaren Cordierite in Randpartien der Orthogneise und Meta-Aplite denen der Paragneise so sehr, dass wir eine gemeinsam wirkende Ursache bei der Erneuerung des Mineralbestandes annehmen müssen. Auch die unregelmässigen, an Splitter und Bruchstücke erinnernden Kornformen der Plagioklasse und Quarze zeigen deutlich, dass zwischen der magnetischen Erstarrung und dem jetzigen Zustand dieser Gesteine viele Verdrängungen, Verschiebungen im Mineralbestand und Differentialbewegungen liegen. Während dieser wurden die Feldspäte und Quarze zerbrochen und erhielten durch Rekristallisation und durch die Anpassung an ihre Nachbarn erst die gültige Form. Es muss aber nicht immer so sein, dass wir bereits vor Beginn der Durchbewegung ein festes Gestein vorliegen haben. Es kann ja auch ein Druck auf das erstarrende Magma anhalten. Es werden bereits gebildete Mineralien, die im zähen Brei stauweten, gestört, teils zerbrochen und teils gelöst, noch während der Durchbewegung werden dann diese Mineralien, hier hauptsächlich Quarz und Feldspäte, wieder verkittet oder unter Anpassung an ihre Nachbarschaft völlig neu gebildet (Piesokristallisation WEINSCHENKS, 1909).

Nach H. WEBER (1913) beschreibt an dem bekannten T-Gang aus dem Engp-Tal ein, seinen Meta-Apliten sehr ähnliches Gestein. Dort hat sich die Parallel-Struktur bereits bei der Erstarrung gebildet und ist das noch als unüberprägte "Primär-Schieferung" erhalten. Es ist also zweifelsohne bei einigen Vorkommen auch hier möglich, dass sich bereits eine Primär-Schieferung während der Erst-Kristallisation ausgebildet hatte. Als Endprodukt liegen



In diesen Meta-Apliten nach all dem Gesagten allerdings bereits kataklastische Gesteine vor, die bei der gleichen Metamorphose, die auch die Paragneise erfasste, ihre endgültige Rekristallisation erhielten. Bei den Zwischenstadien mag jedoch eine "Proto-Blastese" im Sinne von H. WILHELM (1929) bei der Fraktionierung dieser Gesteine einen Beitrag geleistet haben. Die grossen, wenig zerbrochenen und doch gut in "B" geregelten Turmaline und die verhältnismässig noch sehr grobkörnige Quarz-Feldspat-Basisen sprechen sehr dafür. Wie aus der Schmelze bereits ausgeschiedenen, jedoch noch in einem schmelzflüssigen Fest befindlichen Mineralien trübten sich so noch viel mehr den Differentialbewegungen aus. Ausserdem verstehen wir dann auch viel eher das Auftreten dieser Meta-Apliten in den lang ausgezogenen Linsen und das fast völlige Fehlen von einseitlicharen, plumpen Körpern. Die ursprünglich mächtigen Komplexe konnten in diesem Fall in ihren noch mobileren Kernen der Verschleierung nämlich keinen allzu grossen Widerstand entgegensetzen, und es führte die Scherbeanspruchung zur Ausquetschung der noch nicht völlig erstarrten Gesteine. Diese wurden nur auf den Scherzonen zu den langen in "S" liegenden Linsen ausgezogen.

Es ist, wie wirklich noch dickbänrige und mächtige Linsen vorhanden sind, liegen sie der Hauptsache in Abstauräumen von feintektonischer Art, der Paragneise, wo sich die Deformation nur in den Randteilen bemerkbar machen konnte. In diesen Abstauräumen brachte die noch nicht erstarrte Schmelze den Deformationsdruck nicht wahrnehmbar und konnte so zum Teil auch ihre glimmerische Kristallstruktur zur Entfaltung bringen.

In grossen und ganzen wurde jedoch festgestellt, dass die Scherzonen die Rekristallisation noch überlebten. Auf einer sehr wahrscheinlichen Proto-Blastese folgte also noch eine Kataklaste (1929) mit einer abschliessenden Kristallblastese (1929), die die Gesteine in Orthogneise und Paragneise überführte. Diese sind aber auch die Meta-Apliten ebenso wie die Orthogneise ein kristalloblastisches Metakonglomerat (1929).

Wenn bei den Orthogneisen der Charakter eines metakonglomerats vorliegt, leiten sich die Meta-Apliten von den glimmerischen Restlösungen eines solchen ab.



Sowohl in den Orthogneisen wie in den Meta-Apliten, und vor allem in deren Randpartien, sind also grundsätzlich ähnliche Verdrängungen und Bewegungen abgelaufen wie in der Para-Serie. Es wurden mehrere Mineral-Generationen unterschieden, deren einige sich mit der der Paragneise identifizieren lassen. Es stellt sich also gerade hier die Frage auf, ob bei diesen Vorgängen auch der Pauschal-Chemismus dieser Ortho-Gesteine verändert worden ist. - Die "aplitischen" Kernteile der Granat- und Turmalin-Meta-Aplite sind jedoch fast unveränderte Erstarrungsprodukte, ebenso entspricht der Chemismus der Orthogneise noch völlig dem eines normalen Granits. Trotz der gleichen kristalloplastischen Mineralabfolge, wie sie die Para-Serie aufweist, müssen wir hier also annehmen, dass die postulierten Stoffaustauschvorgänge, destruktiver und additiver Art, sich im Erdtekt hier abgespielt haben. Somit möchte ich auch annehmen, dass die Mineralumwandlungen ihren Stoffhaushalt doch weitgehend aus diesen Körpern selbst wieder schöpfen. Die eindeutigen Verdrängungen von Mikroklin<sub>1</sub> und Plagioklas<sub>1</sub> durch Plagioklas<sub>2</sub>, von Plagioklas<sub>1</sub> und Plagioklas<sub>2</sub> durch Mikroklin<sub>2</sub>, die Einschließung von Biotit durch Granat und schließlich wieder Umsetzung des Granats durch Biotit und auch die Bildung von jüngeren Quarzen, Sillimanit und Maskovit als Restprodukte sprechen doch sehr dafür, dass der Stoffhaushalt nur immer in neuer Generationen fixiert wird. Selbstverständlich können in geringen Maße auch Ab- und Zuwanderungen von gelösten Bestandteilen, insbesondere von Alkalien, auf kürzere Entfernungen innerhalb dieser geologischen Körper in Betracht gezogen werden. - Nach G. FISCHER zeigen sich ja sehr ähnliche Umsetzungen mit Verdrängungen von Biotit und Albit in G. pegmatiten Stockgrenites. Es können dabei Mitwanderungen von Stoffwanderungen sehr nicht geleugnet werden, es scheint aber mehr durch ein Wandern des Temperaturfeldes durch den erstarrten Magmakörper hervorgerufen oder eine vertikale Verschiebung des Gesamtchemismus in intrusiv gebildeten der oberflächigen Schmelze zu bewirken. Ich möchte die genannten Umsetzungen daher auch hier mehr durch ein Wandern des Temperaturfeldes in den sich abkühlenden Körpern deuten.



Die Orthogneise werden als fröhtektonisches Granit-artiges Gestein auf der W-gerichteten assyntischen Orogenese gedeutet. Während der orogenen Bewegungen wurden sie mit den Paragneisen verfaltet und in flachen bis lang ausgezogenen Linsen in "S" eingeformt. Sie erhielten die gleichen Mineralabfolgen wie die Para-Serie. Der granitische Ausgangschemismus blieb dabei erhalten und zeigt klar, dass in grossen und ganzen durch diese Metamorphose-Akte keinerlei grössere Stoffwanderungen innerhalb dieser Gesteine hervorgeufen wurden. Eng verknüpft mit diesen Orthogneisen sind:

die Granit-formalin-Meta-Aplite. Diese gehen sehr oft sowohl mit scharfen als auch verschwommenen Grenzen aus dem letztgenannten Gestein hervor. Sie erweisen sich als noch stärker ausgewalzt, flache Linsen und Bänder. In ihrem äusseren Gesteinscharakter gleichen sie den Granuliten Sachsens und Finnlands.

Die Feststellung, dass es sich bei ihnen jedoch um kontinuierliche "S"- und "F"-Tektonite handelt, ausserdem dass sich keinerlei Assimilations- und Resorptionserscheinungen des Nebengesteins zeigen, wird der Definition "Granulit" im Sinne B. SANDERS und K. H. SCHUMMERS nicht mehr gerecht. Ihr Verband mit den Orthogneisen und ihre gleichlaufende Umwandlung mit diesen zeigen die Verwandtschaft dieser Körper zueinander. Ich deute diese Meta-Aplite gestalt als mitverformte Psamatite und Aplite, die sich aus Restitutions von den alten, fröhtektonischen Graniten (jetzt Orthogneisen) herleiten. Ihre erste Auskrystallisation erfolgte beim syntektonisch, ihre Rekrystallisation überdauerte die orogenen Bewegungen. Die lang ausgezogenen Linsen entstehen durch Abpression der noch mobilen ursprünglichen Schmelzen während der Durchbewegung, was auch zur Aufblätterung der Oberflächen in den Paragneisen führte.

Die metamorphen Orthogneise vertreten somit eine asyntische + syntektonische Intrusionsfolge, deren Ausgangschemismus trotz weitgehender Metamorphose noch erhalten ist.



## V. Literaturverzeichnis

(Es werden ausschliesslich nur Autoren berücksichtigt, die in der Arbeit zitiert sind.)

- BOETTCHER, F., Fortschritte auf dem Gebiet der Metamorphose. Fortschr.Min., 1, Berlin (1911)
- CHAYEN, F., On the association of perthitic Mikrokline with highly undulant or granular Quartz in some calcalcaline granite. Am.Jorn.Sci., 250 (1952)
- DATHE, E. Beiträge zur Kenntnis des Granulits. 1. Die Granulite des ostbayerischen Waldgebirges. Ztschr.Geol.Ges., 34 (1882)
- DORN, P., Die Granulite des südlichen Oberrheinischen Waldes. Ztschr.Geol.Ges., 90, S.505-508 (1938)
- DRESCHER-KADEN, F.K. Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefässe der Granite und Gneise. Min.Petr.in Einzeldarstellungen, I, Wien (Springer-Verl.) (1948)
- ELGINFIELD, R., Über Paragneise granulitischer Prägung im Raume Kandel-Glötttertäl des Schwarzwaldes nordöstlich Freiburg/Br. N.Jb.Wien., 84, 2 (1927)
- ERDMANNSDÖRFER, O.H., Grundlagen der Petrographie. Stuttgart (Enke-Verl.) (1924)
- ESKOLA, P., On the Petrology of the Orijärvi Region in Southwestern Finland. Bull.Comm.geol. Finlanden, 40, S.1-274, Helsinki (1914)
- The mineral facies of rocks. Norsk.geol. Tidsskr., 6 (1921)
- FISCHER, G., Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. - Jb.Preuss. Geol.L.-A., 56 Berlin (1930)
- Die Mineralisation der Glimmerschiefer im Künischen Gebirge und ihre Beziehungen zu den Gneisen des Bayerischen Waldes. Fortschr. Min., Berlin (1939)
- Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. Die Gneise östlich des Bayerischen Pfahls. Jb.Preuss.Geol.L.-A., 59, Berlin (1939)
- Granit und Sial. Geol.Rdsch., 39, Stuttgart (1951)
- Über das Moldanubikum des Bayer. Oberrheins. VFMG, Heidelberg 1957, Sonderheft
- FORSTER, A., Die Gneisfaltenschlinge von Moosbach-Eslarn. Geol.Diplomarbeit Univ.München (1955)



- FORSTER, A., Metamorphose und Tektonik der Gneise und Amphibolite in der nördl. Oberpfalz. Diss. Univ. München (1957)
- GRABER, H.V., Die Intrusionsfolge in südlichen moldanubischen Grundgebirge. Cbl.Min., B (1953)
- Intrusionsfolge, Mischprodukte und Begleitvorgänge am Südrand der Böhmisches Masse. Verh.Geol. B.-A. (1936)
- GRUBENMANN, U., Die kristallinen Schiefer. Leipzig (1910)
- Gesteinsstruktur und Gesteinstextur. Handwörterbuch d. Naturwiss. (1913)
- Zur Klassifikation der metamorphen Gesteine. Fortschr.Min., 3, S.228-244, Berlin (1913)
- GÜMBEL, C.W.v., Übersicht der geognostischen Verhältnisse der Oberpfalz. Corresp.Bl.Zool.Min., 5, Regensburg (1854)
- Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha (1868)
- Geologie von Bayern. Kassel (1894)
- HACKL, O. u. WALDMANN, L., Kalireiche Ganggesteine aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Jb.Geol.B.-A., 88, Wien (1935)
- NIETANEN, A., On the Petrology of Finnish granites. Bull. Comm.géol.Finlande, 1, Helsinki. (1938)
- KÖNIGSBERGER, A., Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und der Verrucan einer Unterteilung der kristallinen Schiefer. Extr. Compt.re Congr.géol.internat. (1910)
- RAUBER, R., Beiträge zur Typisierung von Falten. III. Heteroachs.geregelte Turmalinfalte. Jb.Geol. B.-A., 97, 1 (1954)
- LEHMANN, J., Untersuchungen über die Entstehung altkristalliner Schiefergesteine, N.Jb.Geol.B.-A., 13 (1884)
- LIMBROCK, H., Der Granulit bei Melk an der Donau. Jb.Geol. B.-A., Wien (1923)
- NIGGLI, P., Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magua. Leipzig (1920)
- PHILLIPSBORN, H.v., Beziehungen zwischen Lichtbrechung, Dichte und chemischer Zusammensetzung in der Granat-Gruppe. Abh.math.phys.Akad.Wiss., 40, B, 3 (1928)
- REICH, K.A., Die sogenannten Granulite des nördlichen Böhmerwaldes. Tschermaks min.petr.Mitt., (1910)
- RINKE, F., Über Mikro-Struktur. N.Jb.Min., 2 (1890)



- DAHAMA, Th.G., Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der Finnisch-Lappländischen Granulitformation. Bull.Comm.Géol.Finlande, 113, Helsinki (1936)
- SANDER, B., Studienreisen im Grundgebirge Finnlands. Verh.Geol.R.-A., 3, Wien (1914)
- Über einen Fall von Kristallisationsschieferung mit Internregelung. N.Jb.Min., Beil.-Bd. 57, A, Stuttgart (1928)
- Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Teil I und II. Wien (Springer-Verl.) (1948/1950)
- SCHUBMANN, K.H., Über Intrusiv-, Injektions- und Assimilationsverband des Granulits mit Derivaten der Peridotit-Gabbro-Amphibolitreihe im sächsischen Granulitgebirge. Z.Krist., 57, 5 (1942)
- SCHMIDT, V., Gefügestatistik. Min.Petr.Mitt., 38 (1925)
- SCHREYER, W., Erläuterungen zur geologischen Karte von Vilshofen/Mdb. mit besonderer Berücksichtigung der jüngeren Granite einschliesslich des Neustifter Granitmassivs. Geol.Diplomarbeit Univ.München (1955)
- Das Moldanubikum von Vilshofen in Niederbayern. Diss.Univ.München (1957)
- SUESS, F.E., Bericht über eine geologische Reise in den Westen des französischen Zentralplateaus. Verh.Geol.R.-A., Wien (1899)
- Der Granulitzug von Borry in Mähren. Jb.Geol.-R.-A., Wien (1900)
- VOLL, G., Petrographie, Tektonik und Stratigraphie an der Grenze Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern. Geol.Diplomarbeit Univ.München (1953)
- Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatschiefernder Gesteine. Diss.Univ.München (1955)
- WEBER, M., Metamorphe Fremdlinge im Eastaronggestein. 13.Abhandl. (1910)
- Die Protoblastese. Geol.Rdsch., 14, 4
- Beispiele von Primärschieferung innerhalb der Böhmischen Masse. Cbl.Min., 24 (1913)
- WEINSCHENK, E., Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Abh.math.phys.Kl.Bayr.Akad. Wiss., 22, München (1906)



WEINSCHENK, E.,

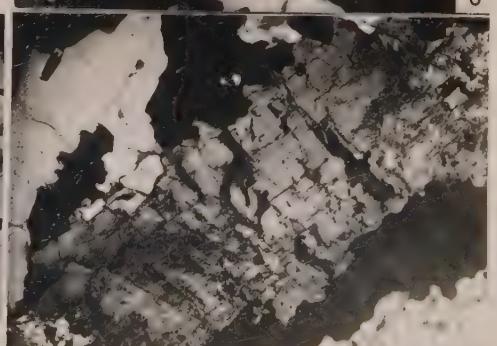
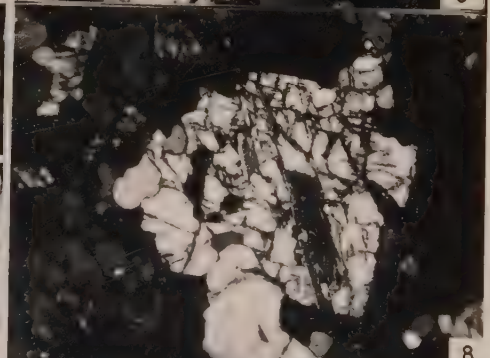
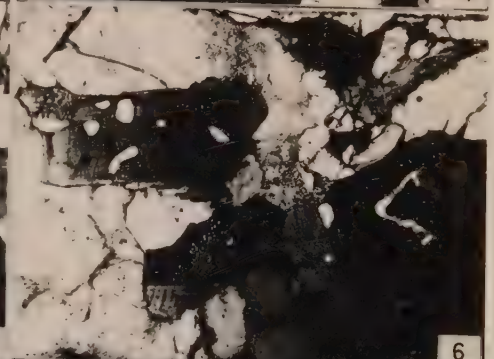
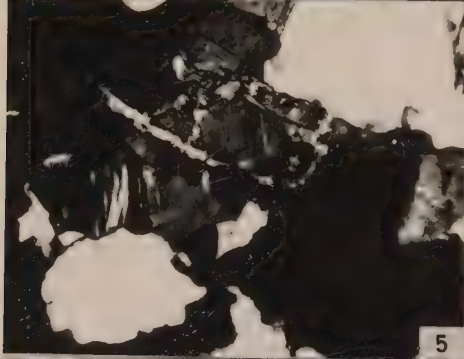
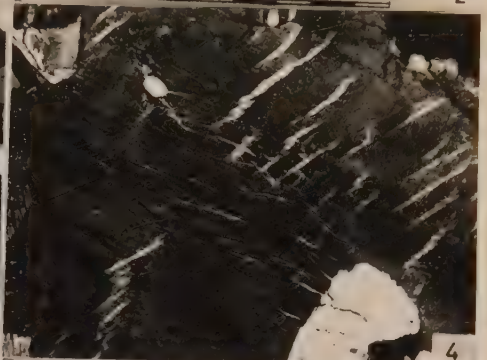
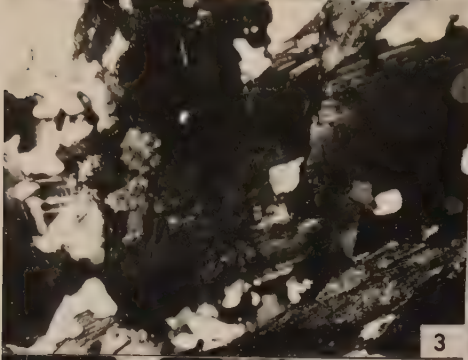
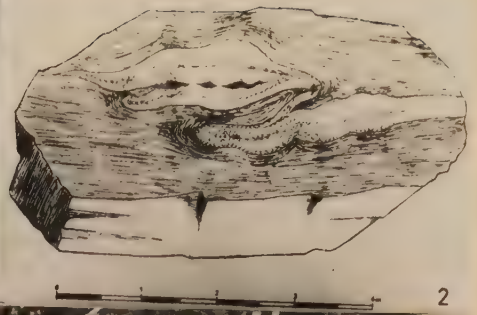
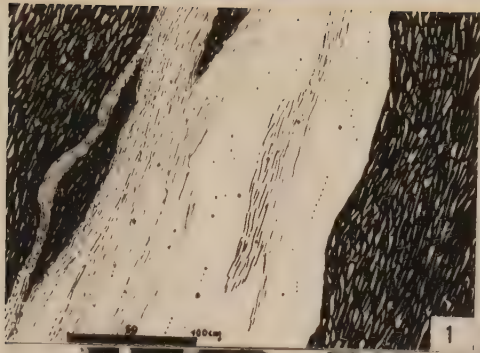
Die kontaktmetamorphe Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. Abn. Bayr. Akad. Wiss., 22, 2, München (1909)

WURM, A.,

Der Bauplan des variskischen Gebirges in Bayern. N. Jb. Min., 60 (1928).

---

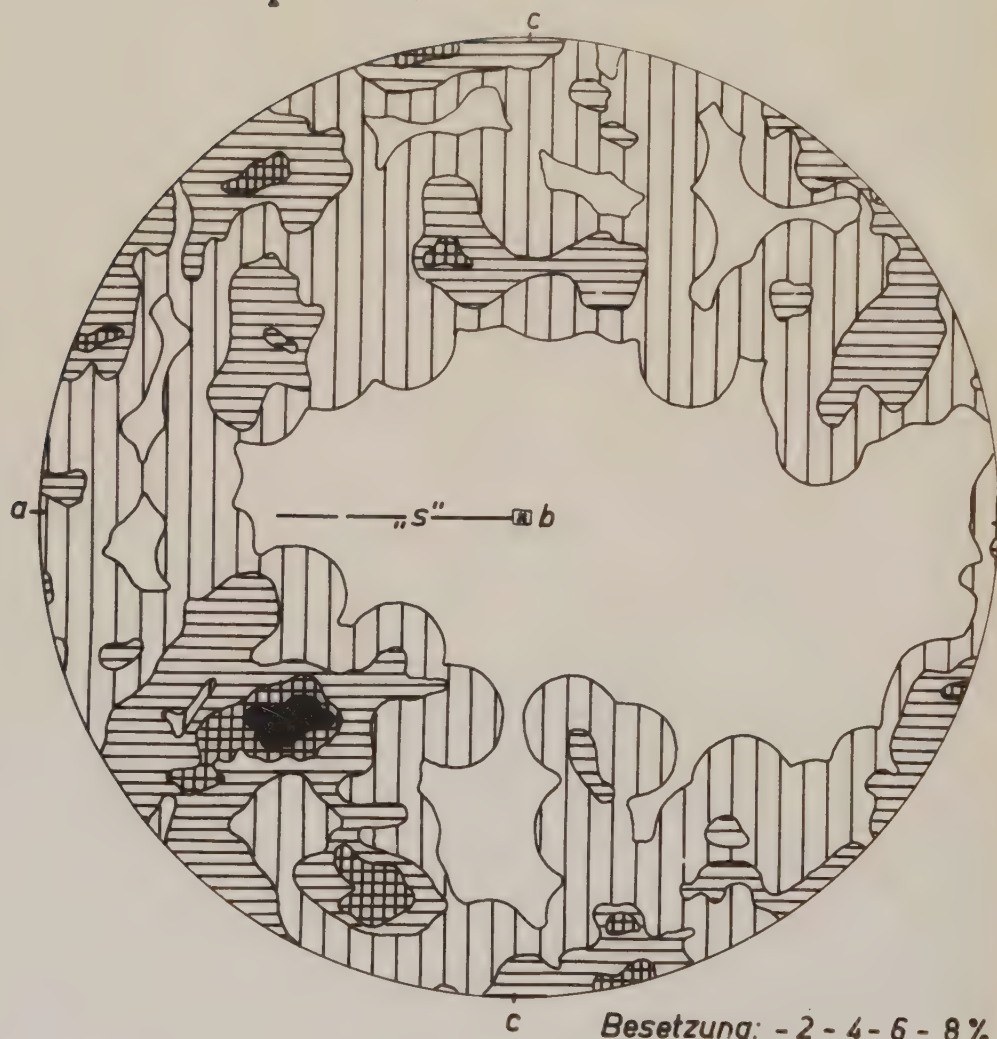




Quarz - Achse

I

Granat-Meta-Aplit

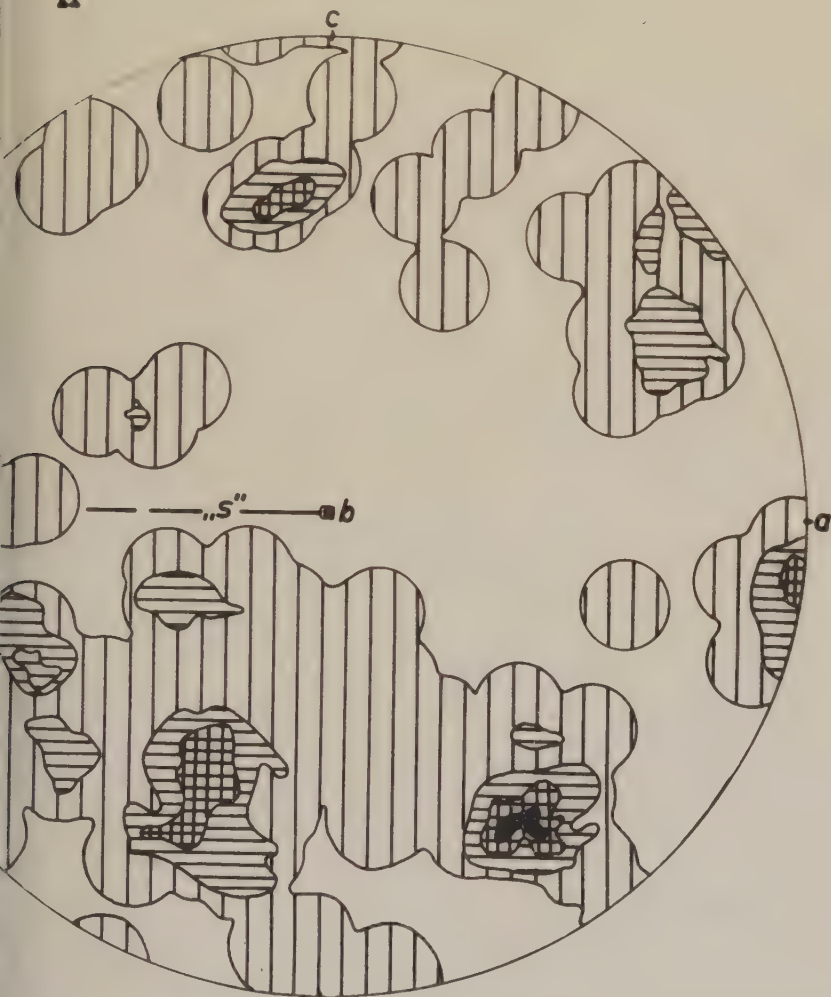


Besetzung

STATION 20

II

Turmalin-Meta-Aplit



c Besetzung: -2,2-44-7,7 > 7,7 %



Legende  
zu den Abbildungen

- Abb. 1 Konkordant in die Paragneise eingelagerter Ortho-  
Gneis und Granat-Meta-Aplit, der Paragneis-Schol-  
len einschliesst. Sandgrube südlich Schönsee.
- Abb. 2 Verfallung der Ortho- mit den Paragneisen.  
Block bei Ödbraunetsrieth.
- Abb. 3 150-fache Vergrösserung, - gekreuzte Nicols Ortho-  
gneis westlich vom Geissbühl.
- In einem stärker tektonisch beanspruchten Alt-Pla-  
gioklas zeigen sich Myrmekit-Quarze, die von der  
Grenzfläche Kalifeldspat-Plagioklas ihren Ausgang  
nehmen und ausserdem noch kleinere, von den Korn-  
grenzen unabhängige Quarz-Stengelchen. Das Korn ist  
leicht mechanisch beansprucht und wird von den Teil-  
körnern rechts oben durch gering verschiedene Auslö-  
schung und Zerkleinerung getrennt. In den letzten  
zeigen sich die erwähnten Orthoklas-Täflchen. Von  
rechts oben spiessen noch Sillimanit-Nadeln in den  
älteren Plagioklas vor und siedeln sich zum Teil auf  
dessen Feldergrenzen an.
- Abb. 4 150-fache Vergrösserung, - gekreuzte Nicols Ortho-  
gneis nördlich des Galgenberges.
- Ein grosser Mikroclin-Kenoclast wird von 2 Perthi-  
sierungs-Richtungen durchzogen. Die langen Perthit-  
Schnüre liegen einzeln + senkrecht zum "S" des Ge-  
steins und tasten hier der Marchisonit-Spaltbarkeit  
nach. Sie sind gleichorientiert mit den jungen, vom  
Rand her angreifenden Albit-Korngefüge-Säumen (aus-  
serhalb des Bildes). Gleichorientiert sind auch die  
mehr blütz- und fahnenförmigen abgelenkten Perthit-  
Bildungen. Diese verlaufen // "S" und setzen meist  
von den Perthit-Spindeln aus an.
- 80-fache Vergrösserung, - gekreuzte Nicols Orthogneis  
nördlich des Galgenberges.
- Grobe Perthit-Fahnen durchziehen + // zu den norma-  
len Perthit-Spindeln einen Mikroclin, der von Quarz  
stark zerlappt wird. Die Fahnen setzen dabei beson-  
ders breit an der konkaven Grenze zum jüngeren Quarz  
an. Der Mikroclin zehrt weitgehend ein ehemals gros-  
ses Biotit-Korn auf, das jetzt nur mehr in einzelnen  
getrennten Relikten vorliegt. Parallel zu jüngeren  
Scherbahnen zieht (der helle Streifen) ein langge-  
strecktes Muskovit-Bündel durch den Mikroclin und den  
oben angrenzenden, teilweise von kleinsten Myrmekiten  
durchwirkten Plagioklas.



Abb. 6

100-fache Vergrößerung, - gekreuzte Nicols Orthogonis aus Hohlweg an der Xantenmühle.

Im Mikroklin liegen Plagioklase, die von groben Quarz-Stengeln durchbrochen sind. Sie sind jeweils in einem Korn untereinander gleichorientiert und ihre Morphologie ist im Gegensatz zu den echten Myrmekit-Quarzen vom Rand unabhängig. Im Plagioklas links zeigen sich die Ansatzpunkte dieser Quarz-Würmer an mechanischen Störungen. Der Plagioklas hat saure Ränder gegen den Mikroklin. Dieser führt Band- und Spindel-Perthite.

Abb. 7

100-fache Vergrößerung, - gekreuzte Nicols Orthogonis nördlich des Galgenberges.

Ein Alt-Plagioklas<sub>1</sub> mit breiter Zwillingslamellierung ist völlig erfüllt mit groben Quarz-Würmern meist entlang von Rissen. Er wird auf der einen Seite von einem Mikroklin-Grosskorn mit gut ausgebildeten Spindel-Perthiten umgeben, während er auf der anderen Seite von jüngeren Plagioklas<sub>2</sub>-Körnern begrenzt wird. Diese Plagioklase zeigen zwar ebenso wie Plagioklas<sub>1</sub>, die sauren Ränder gegen den sie einschliessenden Mikroklin, jedoch nirgends die Quarz-Stengel. Auch ihre Einregelung mit (010) in "S" ist noch leicht angedeutet. Ihre Zwillingslamellen sind aber viel enger gestellt als bei den Alt-Plagioklasen.

Abb. 8

100-fache Vergrößerung, - gekreuzte Nicols Orthogonis nordwestlich Schönsee.

Das Bild zeigt ein, ehemals als Scherfläche dienendes, also in "S" liegendes Biotit-Scheit, das von einem Plagioklas-Idioblasten vollkommen eingeschlossen ist. Der Biotit wird auch hier randlich von Muskovit pseudomorphosiert. Im Plagioklas zeigen sich ausserdem noch einzelne rundliche Quarz-Körner, die fleckenweise einheitlich orientiert sind und als echte Einschlüsse zu werten sind.

Abb. 9

100-fache Vergrößerung, gekreuzte Nicols Orthogonis Aplit westlich vom Buchschlag (Miesbrunn).

Neben den Plattenquarzen, als Textur-ausdrückendes Mineral, treten noch nach "c" in "B" gestreckte kleine Plattenquarze auf. Sie setzen dabei entweder an den Rändern der Plattenquarze fort oder verdrängen ein Mineral in "S" gelängtes B. Vom Quarz werden die Plattenlinien zerlappt und korrodiert.

Abb. 10

100-fache Vergrößerung, - gekreuzte Nicols Orthogonis Aplit nordöstlich Miesbrunn.

Senkrecht auf den "S"-Flächen des Gesteins und den 010-Flächen des Plagioklas<sub>2</sub> wächst Orthoklas in amöboiden lüftlichen Flecken vor den Plattenquarzen. In diesen Stellenweise werden bereits einzelne Plagioklas-Inseln herausgeschält und von Orthoklasumflossen. Auch in grösseren Flecken, die Plagioklas nur mehr in geringen Relikten einschliessen, kommt sonst dieser Kalifeldspat vor.



## L e b e n s l a u f

Am 11. November 1929 wurde ich, Anton FORSTER, als Sohn des Metzgermeisters Micheal FORSTER und seiner Ehefrau Maria, geb. SELCH, in Eslarn/Obpf. geboren.

Von 1936 bis 1941 besuchte ich die Volksschule in Eslarn, von 1941 bis 1950, mit einjähriger Unterbrechung (im Jahr 1945/46) die Oberschule für Jungen in Weisen. Im Juli 1950 absolvierte ich dort die Reifeprüfung.

Im Winter-Semester 1950/51 immatrikulierte ich mich in der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität München. Die Diplom-Vorprüfung für Geologen legte ich im März 1953, die Diplom-Hauptprüfung im Mai 1955 in München ab. Meine Diplom- und Dissertations-Arbeit fertigte ich unter der Leitung von Herrn Professor Dr. G. FISCHER, Vorstand des Instituts für Gesteinskunde der Universität München, an.









